

SÉRIE A, N° 3987
N° D'ORDRE : 4838

THÈSES

PRÉSENTÉES A LA
FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS
POUR OBTENIR
LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

Hugues FAURE

PREMIÈRE THÈSE :

« Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques
du Niger oriental »

DEUXIÈME THÈSE :

Propositions données par la Faculté

Soutenues le 15 novembre 1962 devant la Commission d'examen

MM. PRUVOST	Président.
Membre de l'Institut	
ROUTHIER	} Examineurs.
FURON	
MILLOT	Invité.

ÉDITÉ PAR LE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
AVEC LE CONCOURS
DU « FONDS D'AIDE ET DE COOPÉRATION »
ET DU MINISTÈRE DE L'ÉDUCATION NATIONALE,
ET PUBLIÉ PAR LA
DIRECTION DES MINES ET DE LA GÉOLOGIE
DE LA RÉPUBLIQUE DU NIGER

SÉRIE A, N° 3987
N° D'ORDRE : 4838

THÈSES

PRÉSENTÉES A LA
FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR
LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR
Hugues FAURE

PREMIÈRE THÈSE :

« Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques
du Niger oriental »

DEUXIÈME THÈSE :

Propositions données par la Faculté

Soutenues le 15 novembre 1962 devant la Commission d'examen

MM. PRUVOST	Président.
Membre de l'Institut	
ROUTHIER	} Examinateurs.
FURON	
MILLOT	Invité.

ÉDITÉ PAR LE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
AVEC LE CONCOURS
DU « FONDS D'AIDE ET DE COOPÉRATION »
ET DU MINISTÈRE DE L'ÉDUCATION NATIONALE,
ET PUBLIÉ PAR LA
DIRECTION DES MINES ET DE LA GÉOLOGIE
DE LA RÉPUBLIQUE DU NIGER

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

PROFESSEURS

Doyen M. ZAMANSKY

G. JULIA	T Analyse supérieure et Algèbre supérieure	Mme LELONG	T Mathématiques (R.N.S.)
DE BROGLIE	T Théories physiques	BELLAI	T Géologie (S.P.C.N.)
PRENANT	T Anatomie et Histologie comparées	COTTE	T Physique électricité
GRASSE	T Evolution des êtres organisés	DUBOIS J.E.	T Chimie organique
PRÉVOST	T Chimie organique	LAMOTTE	T Zoologie (E.N.S.)
CHAUDRON	T Chimie appliquée	MICHEL A.	T Chimie Minérale (Orsay)
WYART	T Minéralogie et Cristal.	OLMER	T Énergétique générale
TEISSIER	T Zoologie	ROUAULT	T Électricité (Orsay)
MANGENOT	T Biologie Vég. (Orsay)	BARCHEWITZ	T Mécanique appliquée
AUGER	T Physique quantique et Relative	BROSSEL	T Chimie Physique
MONNIER	T Physiologie Générale	BUSER	T Physique atomique
PIVETEAU	T Paléontologie	CAMUS	T Physiologie comparée
ROCARD	T Physique (E.N.S.)	CASTAING	T Physiologie Vég.(BMPV)
CARTAN	T Mathématiques (E.N.S.)	CURIEN	T Physique (Orsay)
LAFFITTE	T Chimie générale	MOYSE	T Minéral. et Cristallog.
FAVARD	T Géométrie supérieure	NOIROT	T Physiologie Vég. (Orsay)
COULOMB	T Physique du Globe	PANNETIER	T Evolution des Êtres Org.
Mlle COUSIN	T Biologie Animale (SPCN)	POSSOMPES	T Chimie générale (Orsay)
CHIRÉTIEN.	T Chimie minérale	PULLMANN	T Zoologie
DRACH	T Zoologie	TEILLAC	T Chimie théorique
KANTLER	T Physique (E.N.S.)	TONNELAT	T Physique Nucl. et Radio- activité
EPHROSSI	T Génétique	VILLE	T Biologie Physico-chim.
RIVIÈRE	T Géologie SPCN et sédim.	WILLEMART	T Économétrie
GAUTHIERET	T Biologie Vég. (P.C.B.)	DODE	T Chimie (Orsay)
LUCAS R.	T Recherches Physiques	FREYMANN	T Recherches Physiques
THOMAS A.	T Biologie cellulaire	GUINCHET	T Biol. Vég. SPCN (Orsay)
ARNULF	T Optique appliquée.	ROLLET	T Chimie (P.C.B.)
MORAND	T Physique Enseignement	Mlle JOSIEN	T Chimie S.P.C.N.
SOLEILLET	T Physique (P.C.B.)	CHEVALLEY	T Géométrie algébrique et théorie des groupes
FORTIER	T Mécanique exp. des Fluides	ARNOULT	T Electronique (Orsay)
DANJON	T Astronomie	CHAPELLE	T Physique (Orsay)
PETIT	T Biologie maritime	DELANGE	T Mathématiques (Orsay)
QUENEY	T Météorologie et dynamique atmosphérique	DENY	T Mathématiques Gén.(Orsay)
GALLIEN	T Embryologie	GERMAIN	T Mécan. théor. des fluides
EICHHORN	T Botanique	LUCAS C.	T Géologie
DE CUGNAC	T Biologie Végétale (SPCN)	ALLARD	T Chimie Physique
Mlle CAUCHOIN	T Chimie Physique	BERTHELOT	T Phys. Fondamentale des hautes Énergies (Orsay)
THIELLIER	T Physique du Globe	BRICART	T Météorologie et phys. de l'atmosphère.
L'HÉRITIER	T Biologie Générale (Orsay)	Mme ALBE-FESSARD	T Psychophysologie
GRIVET	T Radioélectricité (Orsay)	FRIEDEL	T Physique des Solides (Orsay)
PONCIN	T Mécanique Générale	M. JULIA	T Études des Moléculaires naturelles complexes
DUBREIL	T Arithmétique et théorie des Nombres	LENDER	T Biol. Animale (SPCN) Orsay
QUELET	T Chimie Organique	MAGAT	T Physico-chimie des radio- éléments
CAGNIARD	T Géophysique appliquée	Mlle QUINTIN	T Electrochimie
CHAMPETIER	T Chimie macromoléculaire	MONOD	T Chimie du métabolisme
CUVILLIER	T Micropaléontologie	BENOIT	T Chimie du métabolisme
JUNG	T Pétrographie	DE POSSEL	T Physiol. Anim. (Orsay)
TRILLAT	T Microscopie et diffrac- tion électronique	CHARLOT	T Analyse numérique
WIEMANN	T Chimie organique et struc.	HAUSSINSKY	T Chimie analytique
JACQUINOT	T Spectroscopie et physique céleste (Orsay)	GUÉRIN	T Radiochimie
VASSY	T Physique de l'atmosphère	CHATELET M.	T Physiol. Vég. BMPV (Orsay)
DESTOUCHES	T Théories Physiques	JEAN	T Chimie M.P.C. (Orsay)
AMIEL	T Chimie générale	MATTLER	T Chimie (P.C.B.)
HOCART	T Minéralogie et Cristallog.	MICHEL L.	T Physique Nucléaire (Orsay)
J.P. MATHIEU	T Physique (Optique)	BERGERARD	T Physique S.P.C.N.
COUTEAUX	T Biologie animale (P.C.B.)	BERTIN	T Phys. Théor. des Htes Énergies (Orsay)
MAY	T Zoologie (Orsay)	BOUSSIÈRES	T Zoologie (Orsay)
CHOUQUET	T Théorie des fonctions et Topologie	Mme COUTURE	T Electronique (Orsay)
FELDMANN	T Biologie Végétale marine	ELLENBERGER	T Chimie des Radioéléments (Orsay)
GUINER	T Physique des Solides (Orsay)	FRANC	T Thermodynamique et Méc. Physique
JOST	T Physiologie comparée	SCHNELL	T Géologie appl. s/le terr.
FORTET	T Calcul des Probabilités et Physique mathématique	STOLKOWSKI	T Biol. Animale (P.C.B.)
SCHWARTZ	T Calcul diff. et intégral	ACHER	T Botanique tropicale (Orsay)
CHOUARD	T Physiologie Végétale	BAUDOIN	T Physiologie générale
MALAVARD	T Aviation (Techn. Aéronaut.)	BEAUMONT	T Chimie Biol. (Orsay)
BIELOT	T Calcul diff. et intégral.	BLAMONT	T Biologie animale P.C.B.
NORMANT	T Synthèse organique générale	BOURREAU	T Biologie animale SPCN
BENARD	T Chimie Minérale	CURIE D.	T Géophysique ionosphère
BUVAT	T Botanique (E.N.S.)	DURAND-DELGA	T Botanique
DUGUÉ	T Statistiques Mathématiques	FRÉON	T Physique (M.G.P.)
SOULAIRAC	T Psychophysologie	HELLER	T Géologie
ULRICH	T Physiologie Végétale	TORTAT	T Chimie organique (Orsay)
MARÉCHAL	T Optique théorique et Appl.	CAILLEUX	T Physiologie végétale
KIRRMANN	T Théories Chimiques	MAGNAN	T Calcul des Probabilités
CHADEFAUD	T Botanique	DAUDEL	T Géologie (S.P.C.N.)
Mlle LE BRETON	T Physiologie de la nutri.	Mlle FOURCHROY	T Physique (S.P.C.N.)
SALEM	T Mathématiques générales	Mme CHOUQUET-BRUHAT	T Mécanique ondulatoire appl. à la Chim. Théor. et à la Phys. Nucléaire
LELONG	T Applic. de l'analyse à la géométrie	Mlle VEIL	T Biol. Végétale (SPCN)
DEVILLERS	T Anatomie et Histologie Comp.	IWOFF	T Physique (M.G.P.)
EHRESMANN	T Anatomie et Histologie Comp.	SIESTRUNK	T Géologie
FRANÇON	T Physique (S.P.C.N.)	LACOMBE	T Microbiologie
GLANGEAUD	T Géographie phys. et Géologie dynamique	BROCHARD	T Mécan. Phys. et Expér.
GODEMENT	T Mathématiques (M.P.C.)	CABANNES	T Métall. des métaux Nucl.
PISOT	T Tech. Mathém. de la Phys.	LENEUR	T Physique P.C.B. (Orsay)
ROCH	T Géologie	MAZET	T Mécanique générale
SCHATZMAN	T Astrophysique	CAIRE	T Mathématiques MPC (Orsay)
TERMIER	T Paléontologie stratig.	COMOLET	T Mécanique générale (Orsay)
ZAMANSKY	T Mathématiques générales	CORABEUF	T Mathématiques ENS (Orsay)
LENNUIER	T Physique (M.G.P.)	DELLOUE	T Géographie générale (Orsay)
RIZET	T Génétique (Orsay)	CORINPLOT	T Géographie phys. et Géol. Dynamique
ROUTHIER	T Géologie appliquée	HOUILLOIN	T Mécanique des Fluides
Mme TONNELAT	T Physique Théorique	JULLIEN J.	T Physiologie Animale
DEMIER	T Mathématiques (M.P.C.)	MALGRANGE	T Physique de l'exosphère
SOUCHAY	T Chimie générale	OLIVIER	T Botanique II (Orsay)
AIGRAIN	T Electrotechnique gén.	NOZÉAN	T Biologie Animale P.C.B.
BRUSSET	T Chimie systématique	BLANC-LAPIERRE	T Chimie P.C.B.
M. LEVY	T Physique théorique des hautes énergies (Orsay)	CHEVAUGEON	T Tech. Math. de la Phys.
Mme CHAIX	T Chimie biologique	KAHANE	T Antropologie
Mme HUREL-PY	T Biologie Végétale (PCB)	SAMUEL	T Botanique II (Orsay)
PIAUX	T Chimie (M.P.C.)	KOURGANOFF	T Physique ENS (Orsay)
BRUN	T Mécan. théorique des Fluides	THIRY	T Botanique (Orsay)
LEDERER	T Chimie théorique		T Mathématiques (Orsay)
Mme DUBREIL	T Mathém. (Agrégation)		T Mathématiques ENS féminine
			T Astronomie (Orsay)
			T Mécanique céleste

Secrétaire Général R. POULLAIN



AVERTISSEMENT

Les études présentées dans ce travail comprennent essentiellement une *monographie géologique régionale* portant sur les formations crétacées et tertiaires du Niger oriental (p. 107-362).

Un *résumé stratigraphique* général pourra être trouvé p. 23 à 46. Il comprend un essai de stratigraphie du Quaternaire et notamment sept résultats de datations au carbone 14 (p. 40).

Cependant, certains problèmes plus généraux ont été abordés, à la fois pour éclairer la géologie nigérienne et parce que cette dernière semblait pouvoir y apporter quelques compléments, parfois quelques retouches. On trouvera ainsi, au cours du texte ou en annexe, des études qui, échappant au cadre local, peuvent avoir une utilisation plus générale. Ces pages portent notamment sur :

- le cycle sédimentaire (p. 55-68)
- un mode de représentation du résultat de l'étude des roches sédimentaires (p. 365-373)
- les alunites (p. 417-429)
- la signification des minéraux argileux (p. 431-463)
- la genèse des oolites ferrugineuses (p. 465-496)
- des analyses chimiques de roches sédimentaires et résiduelles (p. 497-539)
- des dosages d'éléments en traces dans les roches et dans les eaux (p. 540-547)
- un lexique des formations locales (p. 585-586)

Enfin, l'ensemble de la *bibliographie* consultée, comportant plus de mille titres, a été réuni à la fin du volume (p. 549-583).

Pour en faciliter la consultation, la partie synthétique du travail a été placée au début (p. 23-104). La partie descriptive est placée en annexe (p. 107-362). Les résultats d'études particulières de laboratoire ou bibliographiques et leur interprétation constituent la seconde partie des annexes (p. 363-547).

La *conclusion générale* (p. 97-104) récapitule les principaux faits nouveaux et les problèmes soulevés.

SOMMAIRE

Avant-Propos	7
Résumé	9
Introduction	15

Première partie

RÉSUMÉ STRATIGRAPHIQUE

Chapitre I. — Stratigraphie du Niger oriental	25
Chapitre II. — Comparaison sommaire avec les régions voisines	47
Conclusion. — Répartition des faciès dans le temps et dans l'espace	51

Deuxième partie

INTERPRÉTATIONS

Chapitre I. — Généralités sur le cycle sédimentaire et son cadre géographique	55
Chapitre II. — Essai sur la paléogéographie du Niger	69
Conclusion. — L'onde épéirogénique	90

Conclusion générale : Récapitulation des faits et des problèmes nouveaux mis en évidence au cours de l'étude géologique du Niger oriental	97
--	----

ANNEXES

Première partie

ÉTUDE RÉGIONALE DESCRIPTIVE

Chapitre I. — La région au Sud et au Sud-Est de l'Aïr	109
Chapitre II. — La région comprise entre le Damergou et le massif de Termit	157
Chapitre III. — La région située à l'Est de l'Aïr	173
1. La région du Téfidet	174
2. La région d'Alanlara et le Cénomano-Turonien fossilifère marin	192
Chapitre IV. — Le bassin de Bilma et la région située au Nord du Tchad	209
1. Région périphérique du bassin de Bilma	210
2. Région interne et septentrionale du bassin de Bilma	229
3. Le Nord du bassin du Tchad — La région d'Agadem	287
Chapitre V. — Le massif de Termit et la région de Gossolorom	309
Chapitre VI. — Le Koutous et la région située au Nord de Zinder	345

Deuxième partie

RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS D'ÉTUDES PARTICULIÈRES

Chapitre I. — Mode de représentation de l'étude d'une roche sédimentaire	365
Chapitre II. — Granulométrie des sédiments du Niger oriental	375
Chapitre III. — Le problème de l'alunite — Essai d'interprétation	417
Chapitre IV. — Essai d'interprétation de la signification des minéraux argileux	431
Chapitre V. — Interprétation et genèse des oolithes ferrugineuses	465
1. Signification et origine de la structure oolithique	466
2. Le cycle géochimique du fer	470
3. Place du fer dans les séquences sédimentaires	482
Conclusion générale	496
Chapitre VI. — Résultats des analyses chimiques	497
 Bibliographie	 549
Lexique des formations	585
Planches photographiques	589
Table des figures	615
Table des planches	621
Table des matières	623

AVANT-PROPOS

Le travail présenté ici a été mené à son terme grâce aux encouragements, à l'aide généreuse et à l'enseignement continu reçus de mes maîtres. C'est un bien agréable devoir pour moi de leur exprimer mes remerciements.

En premier lieu, c'est à M. le Professeur PRUVOST, membre de l'Institut, qui m'a guidé avec une amicale compréhension, que va toute ma reconnaissance. La confiance qu'il a bien voulu m'accorder m'a permis d'entreprendre la rédaction de ce mémoire dont, grâce à lui, l'achèvement a pu se faire à la Sorbonne.

M. le Professeur CUVILLIER a été à l'origine de ma vocation africaine, avec le regretté Professeur BARRABÉ. Ils ont guidé mes premiers pas lors de mon diplôme de géologue prospecteur, au laboratoire de Géologie appliquée. Je garde du laboratoire qui m'a accueilli pendant mes congés, et de ses maîtres, le souvenir d'une sympathique ambiance de recherche et d'un précieux enseignement.

M. le Professeur ROUTHIER, après la disparition de M. BARRABÉ, a accepté de juger mon travail et je lui en garde une profonde reconnaissance.

M. le Professeur FURON m'a fait l'honneur de s'intéresser à mes recherches. Il m'a toujours donné de précieux renseignements sur la géologie africaine, lors de mes visites au Muséum, et a bien voulu être le rapporteur de mon travail. Je le remercie bien sincèrement pour cette tâche ingrate.

M. le Doyen MILLOT a, pendant plusieurs années, suivi et guidé mes interprétations. Son dévouement inlassable est certainement à l'origine de plus d'une idée présentée plus loin. Je lui garde une reconnaissance très profonde.

J'ai eu le privilège de bénéficier de l'enseignement et des conseils de MM. les Professeurs BOURCART, JUNG, PIVETEAU, ROQUES ainsi que des avis judicieux de M^{lle} ALIMEN et des géologues du Centre de Recherches Sahariennes : M. LEFRANC et le regretté FREULON.

J'ai également contracté une dette vis-à-vis des chercheurs du Muséum qui ont étudié mes faunes et mes flores, en particulier les savants spécialistes de l'ancienne équipe du C.E.D.P., alors dirigée par M. ROGER.

M^{me} FRENEIX a déterminé mes Lamellibranches nigériens avec une grande compétence. M. SORNAY a étudié mes récoltes d'Ammonites dont plusieurs échantillons ont été examinés par M^{me} BASSE DE MÉNORVAL. M. BRÉBION s'est intéressé à mes Gastéropodes et M. ROMAN à mes Oursins. Les flores ont été étudiées par M. BOUREAU, les Diatomées par M. MANGUIN. Plusieurs ossements de Poissons ont été déterminés par M. ARAMBOURG assisté de M^{lle} SIGNEUX. Grâce à la collaboration de ces savants chercheurs une échelle stratigraphique a pu être précisée.

M^{me} MARTINET, Chef des laboratoires de chimie du Service géologique, puis du B.R.G.M. à Dakar, mérite mon entière reconnaissance pour les minutieuses analyses dont j'ai pu bénéficier.

A l'Institut catholique, M. l'Abbé de LAPPARENT a déterminé mes Reptiles dont quelques pièces ont eu la chance d'être figurées dans son beau mémoire.

M. le Professeur NYDAL, de l'Institut de Physique de Trondheim, a bien voulu accepter de fixer l'âge d'une grande période humide récente par ses mesures au radiocarbonate.

M. le Professeur TESSIER, alors qu'il appartenait encore au Service géologique, m'a fait le grand plaisir de m'accompagner quelques jours sur le terrain et ses remarques m'ont été très précieuses. Lorsqu'il occupa la chaire de géologie à l'Université de Dakar, il me fit l'honneur de toujours s'intéresser à mes problèmes.

Je dois beaucoup à mes collègues et amis, anciens géologues du Service au Niger. Des faits ont été comparés, des hypothèses discutées avec Ph. RENAULT, J. GREIGERT, M. RAULAIS et surtout F. JOURNALIA. Sans citer tous les amis qui m'ont aidé à Dakar, je ne puis omettre de rappeler les noms de M. ARNOULD, J. P. BASSOT, R. BLACK, R. DARS, J. DELPY, P. ELOUARD, C. MONCIARDINI, G. ROCCI, M. SLANSKY, J. R. VILLEMUR. J. SOUGY, devenu professeur à l'Université de Dakar, a corrigé avec beaucoup de soin une grande partie de mon manuscrit.

J'ai beaucoup appris au contact des géologues pétroliers : MM. JACQUEMONT, PLAUCHUT, AYMÉ, HUBEAULT, JUTARD et des géologues du C.E.A. : MM. BIGOTTE, OBELIANNE qui ont exploré le Niger.

Enfin, sur le terrain, j'ai plus d'une fois trouvé de l'aide auprès des Militaires et des Fonctionnaires des services administratifs et techniques.

A Zinder, j'ai souvent profité de l'hospitalité que les Pères de la Mission catholique réservaient aux géologues et j'évoque ici en particulier les noms des Pères MILLET, COURNAULT, PELLIER.

Des tournées dans des régions parfois difficiles ont été menées à bien grâce au dévouement de mes amis nigériens, chauffeurs ou manœuvres, parmi lesquels M. Sani BAKA qui m'accompagna fidèlement plusieurs années durant.

Mais les recherches en Afrique sont coûteuses et ce travail n'a pu voir sa réalisation que parce qu'il faisait partie d'un plan d'ensemble relevant de l'ancien Ministère de la F.O.M. J'exprime ici mon profond respect à ceux qui ont œuvré pour que la carte géologique de l'Afrique d'expression française soit réalisée : MM. OBERMULLER, MARELLE, NICKLES au Ministère, et MM. MURARD, GADILHE, MARVIER et SALA à Dakar, où ils furent Directeur des Mines ou Conseillers à la Géologie et à la Prospection Minière.

M. BLANCHOT, alors qu'il était chef de la Division géologie du S.G.P.M., m'a toujours encouragé à rédiger ce mémoire et m'a procuré le temps et les moyens de l'achever dans le cadre du B.R.G.M.

Les Directeurs du B.R.G.M. ont accepté de publier ce travail, précédemment destiné aux Bulletins du S.G.P.M., dans la série des Mémoires du B.R.G.M.

La publication a été effectuée avec l'autorisation de M. KAZIENDE, Ministre des Travaux Publics et des Mines du Niger, qui a toujours suivi avec beaucoup d'attention les travaux des géologues.

Le mérite de la présentation revient au service des publications du B.R.G.M. et à la maison LOUIS-JEAN. Les planches photographiques sont dues à l'habileté de M. MEMIN; les figures à l'équipe des artistes cartographes du B.R.G.M. : MM. SIGONNEAU, GOBERT, MOUSTAPHA THIAM. Le manuscrit a été frappé à Dakar par M. OUMAR DIOP et à Paris par les secrétaires du B.R.G.M. ainsi que Mlle PERROTIN. Que tous ceux qui m'ont aidé veuillent bien trouver ici mes sincères remerciements.

Je termine en souhaitant que ce travail soit une contribution utile à la tâche de la grande équipe des géologues africains, et en dédiant ces pages à ceux d'entre eux disparus prématurément : CORNET, DELAIRE, DELORME, FREULON, GRÉGOIRE, KOCH, LORÉTAN, QUENISSET.

RÉSUMÉ

Ce travail expose les résultats de l'étude géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques observées au Niger oriental sur une surface de près de 400 000 km².

Les principaux faits nouveaux d'observation apparaissent sur deux feuilles de la carte géologique au 1/2 000 000 (1), ainsi que dans une carte au 1/1 000 000 (2) résumant des levés échelonnés sur plus de dix années, effectués dans le cadre de l'établissement de la carte géologique de reconnaissance des pays d'expression française de l'Ouest africain.

La surface très étendue sur laquelle ont porté les études a permis de constater des changements latéraux progressifs dans la nature des dépôts. Une synthèse paléogéographique régionale a pu être tentée. Elle conduit à des considérations générales sur la notion de cycle sédimentaire et sur le cadre tectonique et géographique qui le conditionne.

L'échelle stratigraphique a été établie à partir de successions lithologiques locales. Dans certains cas la présence de niveaux fossilifères a permis de dater les formations décrites. Dans d'autres cas les attributions d'âge sont discutées.

La stratigraphie générale du Niger oriental depuis le Crétacé se résume de la façon suivante :

Le Crétacé inférieur comprend des grès feldspathiques grossiers à stratification oblique ou entrecroisée à bois silicifiés et des intercalations riches en argiles montmorillonitiques et illitiques où se trouve une abondante faune de Vertébrés. Cet étage, qui correspond à la partie supérieure du « Continental intercalaire » saharien, a été subdivisé en trois unités lithologiques qui constituent le groupe du Tégama : formations de Tazolé, d'Elrhas et d'Echkar. Sa puissance varie de 0 à 700 m, et l'amincissement se fait par disparition progressive des niveaux inférieurs.

Le Cénomanién inférieur est représenté par une formation faisant transition entre les faciès du groupe du Tégama et les niveaux marins superposés. Sur une puissance de près de 200 m sous la zone à *Neolobites*, les grès à grains nettement plus fins comportent des alternances argileuses et peuvent, dans le Nord du pays, comprendre quelques minces niveaux de calcaire marin à débris d'Huitres. Dans le Sud, au contraire, le calcaire à *Neolobites*, qui peut lui-même être gréseux ou absent, apparaît immédiatement au-dessus de termes sans faune marine dont le faciès est typiquement continental.

Le Cénomanién supérieur et le Turonien inférieur, qui sont intimement liés au Niger comme dans le reste de l'Afrique saharienne, sont constitués d'argile feuilletée montmorillonitique pouvant admettre de l'attapulгите. Ces argiles sont coupées de minces dalles calcaires riches en fossiles. Trois zones d'Ammonites sont caractérisées par les genres suivants : *Neolobites*, *Nigericeras*, et *Pseudotissotia*. Ce faisceau n'excède pas quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Il n'apparaît que dans

(1) Publiée en 1960 par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

(2) En voie de publication.

quelques régions privilégiées où il a pu être préservé de l'érosion. En d'autres points, son existence est soupçonnée à plus ou moins grande profondeur par les études géophysiques. Mais, ailleurs, sa disparition par changement latéral de faciès est démontrée, notamment au Nord de Bilma.

Au *Turonien supérieur* sont attribués les niveaux d'argile feuilletée ou de grès fins à grain homogène superposés au *Turonien inférieur* et supportant le *Sénonien*.

Le *Sénonien inférieur et moyen* existe sous un faciès schisteux riche en attapulgite dans le Sillon de Termit qui a livré des Ammonites coniaciennes (*Tissotia* cf. *latelobata*). Mais il est généralement représenté par des grès fins et des argiles montmorillonitiques coupés de niveaux ferrugineux renfermant des Lamellibranches marins dont les associations indiquent un âge coniacien ou santonien à campanien. Avec le *Turonien supérieur*, ces étages totalisent une épaisseur de terrain qui varie entre 100 et 200 m environ.

Le *Sénonien supérieur* est marqué par la prédominance de grès fins ou moyens à muscovite avec de rares bancs ou lentilles d'argile kaolinique et des niveaux de grès grossier. Les traces végétales, peu abondantes, constituent le seul élément paléontologique de cette formation qui peut dépasser 300 m d'épaisseur. Il est possible que le sommet de la masse gréseuse, qui a livré des bois hétéroxylés et des Angiospermes dicotylédones, appartienne déjà à la base du Tertiaire.

L'*Eocène inférieur* se caractérise, dans la région parcourue, par l'absence de tout dépôt marin ou continental qui puisse lui être rapporté. Une lacune très nette, localement soulignée par une discordance angulaire, a pu être mise en évidence. La surface inférieure de la discordance porte la trace d'altérations profondes marquées par des roches résiduelles : bauxite, kaolin, alunite. Il semble satisfaisant de considérer ces roches comme une phase résiduelle, abandonnées sur un continent au cours de l'*Eocène inférieur*. Cette période serait marquée sur le continent par une altération latéritique intense qui aurait libéré une phase migratrice, source de la sédimentation chimique à attapulgite et calcaire caractérisant l'*Eocène inférieur marin* du Niger occidental.

L'*Eocène supérieur et l'Oligocène* correspondent sensiblement à la période de sédimentation du « Continental terminal ». Il s'agit de grès argileux dont le faciès « sidérolithique » évoque des dépôts détritiques issus de l'érosion d'anciens matériaux altérés. Cependant l'existence très constante, vers la base de la formation, de bancs d'oolithes ferrugineuses dont la puissance peut atteindre une vingtaine de mètres, indique que ces dépôts se sont faits dans une vaste étendue d'eau certainement peu profonde, mais correspondant néanmoins à un bassin. L'ancien continent émergé à l'*Eocène inférieur* s'est donc abaissé et a pu être recouvert par les eaux. Il semble que la mer éocène en voie de comblement et d'étalement ait débordé sur des régions qu'elle avait épargnées jusque-là. Mais en même temps les eaux de cette mer résiduelle, diluées par les fleuves puissants, se dessalent, interdisant la présence de faunes marines. Seules de rares traces végétales ont pu être observées dans ces formations.

La fin du Tertiaire et le Quaternaire. Une érosion profonde et très étendue succède aux dépôts du « Continental terminal », sur le pourtour de la cuvette tchadienne où ces terrains apparaissent au sommet de buttes ou de massifs témoins qui peuvent dépasser 300 m de hauteur. Cette coupure a été choisie pour séparer le Tertiaire du Quaternaire. Mais l'érosion a procédé en plusieurs étapes qui sont marquées par des terrasses de remblaiement dont seuls quelques lambeaux perchés subsistent, protégés par un cuirassement ferrugineux qui se superpose aux alluvions.

La nouvelle morphologie qui résulte de cette érosion est fossilisée par un erg actuellement fixé dans le Sud du Niger et qui témoigne de conditions arides ayant régné vers le Paléolithique moyen. Cet erg est à son tour envahi par un très grand lac qui s'est étendu jusqu'au 20° parallèle et a laissé d'abondants dépôts de diatomite. La période d'extension maximum de ce paléo-Tchad a pu être précisée par des datations au carbone radioactif : ses derniers dépôts datent de 6 500 ans avant notre ère et la régression du lac était presque totale en l'an 5 000 av. J. C. Par la suite, et jusqu'à l'époque actuelle, des fluctuations climatiques importantes ont encore eu lieu, marquées par des dépôts éoliens, une nouvelle phase de creusement, puis un retour de la pluviosité au Néolithique. L'époque contemporaine est caractérisée par l'extension des dunes de l'erg du Ténéré et correspond à une nouvelle pulsation d'un climat aride, très accusé à cette latitude.

En ce qui concerne le Crétacé et le Tertiaire, les corrélations des échelles stratigraphiques locales et la comparaison avec la stratigraphie des régions voisines font apparaître des différences importantes dans la répartition des faciès lithologiques en différents points au cours du temps. Considérées dans leur ensemble, ces variations s'ordonnent suivant un schéma cohérent qui souligne un trait fondamental des cycles sédimentaires sur la plate-forme africaine : celui de la *mobilité des zones de sédimentation*. Le déplacement des bassins sédimentaires se fait progressivement au cours du temps et explique l'ordonnance des variations de faciès au sein de la série stratigraphique. Corrélativement, les continents émergés et les massifs ne sont pas permanents : suivant les époques, leur situation peut varier. Cette migration des domaines de sédimentation, d'altération ou d'érosion, s'explique par de lents mouvements affectant le bouclier africain et dont les caractéristiques se rapprochent de celles d'une *onde épéirogénique*, dont l'amplitude peut atteindre quelques milliers de mètres, pour une longueur d'onde de plusieurs centaines de kilomètres. Ainsi l'Aïr, submergé au Crétacé inférieur et moyen, s'est élevé au Crétacé supérieur ou à l'Eocène et poursuit au Quaternaire son mouvement positif. Le Niger oriental est envahi par la transgression cénomaniennne, alors que le Mali, le Sokoto et le Niger occidental semblent avoir été en majeure partie épargnés. Au Maestrichtien la disposition s'est inversée : la mer s'est déplacée progressivement vers l'Ouest pendant qu'un continent prenait naissance à l'Est. Cette disposition s'affirme à l'Eocène où le continent oriental est altéré pendant que les dépôts marins s'effectuent du Mali au Sokoto. Après l'Eocène, le bassin de sédimentation s'étend à tout le Sud du Niger et déborde largement sur l'ancien continent altéré. Par la suite, la région du Tchad, émergée à l'Eocène, devient une cuvette de sédimentation active où le Quaternaire pourrait atteindre localement mille mètres d'épaisseur.

Ces quelques images nous montrent combien il est vain de chercher à s'appuyer sur la morphologie actuelle pour retracer les schémas de l'évolution paléogéographique africaine anté-quaternaire.

Au sein des dépôts accumulés dans les aires négatives, les incursions marines se font sans modification du sens général du déplacement des domaines de sédimentation. Les dépôts marins traduisent les possibilités de communications avec les océans de zones abaissées sous le niveau de la mer.

Cette dernière remarque est déduite d'observations qui apportent de nombreux exemples de formations de type « régressif » qui se révèlent géographiquement transgressives :

— le Crétacé marin du bassin de Bilma est débordé vers l'Est par les formations détritiques du Crétacé terminal qui reposent sur un ancien continent du Crétacé moyen.

— les dépôts du « Continental terminal » sont typiquement « régressifs » par rapport à l'Eocène marin qu'ils surmontent. Cependant ils s'étendent sur des régions que n'a pas recouvertes la mer éocène. Cet étalement géographique semble correspondre au comblement de la mer résiduelle de l'Eocène, en même temps qu'au déplacement du bassin sédimentaire après cette époque pendant laquelle le massif central saharien accentue son bombement.

D'un autre côté le caractère discontinu dans le détail des déformations épéirogéniques semble attesté par la disposition en strates des dépôts marins ou continentaux. L'image d'une de ces saccades tectoniques est peut-être donnée par la déformation extrêmement récente de la cuvette tchadienne, qui semblerait se faire à une vitesse très rapide (peut-être 1 m par siècle depuis 7 000 ans).

A côté de ces mouvements tectoniques à grand rayon de courbure, de *longues fractures* affectent le socle et sa couverture. Le réseau le plus important traverse le Niger oriental de l'Aïr (fossé du Téfidet) au Nord du lac Tchad en passant par le Nord de Termit. Il est souligné par des éruptions volcaniques et détermine une véritable chaîne plissée sur plus de 400 km. L'âge de la phase paroxysmale de ces fractures semble situé à la fin du Crétacé ou au début du Tertiaire. Mais de multiples rejeux ont eu lieu, sans doute, jusqu'à une époque récente.

En marge des problèmes généraux soulevés par l'étude stratigraphique et qui rejoignent la notion de *cycle sédimentaire* lié à l'*onde épéirogénique*, certains problèmes particuliers ont été abordés pour préciser le détail des reconstitutions paléogéographiques. Ce sont notamment :

— L'interprétation et la signification des *alunites*. Elles semblent provenir, au Niger, de l'effet d'une altération climatique portant sur un matériel sédimentaire illitique ou riche en muscovite, probablement pyriteux. La genèse de ces alunites serait contemporaine des bauxites et des kaolins résiduels de secteurs voisins. Mais elles correspondent peut-être à une zone plus profonde de l'altération.

— L'interprétation de la signification des *minéraux argileux* dans les sédiments. Cette étude montre la répartition verticale de ces minéraux dans la stratigraphie locale. Elle confirme également pour le Crétacé supérieur une répartition latérale dans le bassin déjà mise en évidence ailleurs à l'Eocène. Cette différenciation latérale se fait dans le sens kaolinite, (illite), montmorillonite, attapulgite.

— L'origine et la genèse des *oolithes ferrugineuses* est également discutée à la lumière des connaissances actuelles sur la géochimie du fer et de sa place dans les séquences sédimentaires. Une hypothèse est avancée pour expliquer la présence des oolithes ferrugineuses du « Continental terminal » du Niger et des régions voisines. Ces dépôts proviendraient de la précipitation du fer mobilisé lors de l'altération ferrallitique éocène. Le retard de l'arrivée du fer dans le bassin de sédimentation s'expliquerait par sa mise en réserve dans des cuirassements provisoires. La lente migration du fer au cours de l'Eocène aurait amené son déplacement massif du continent vers le bassin de sédimentation où il parvient au début du « Continental terminal » et se mêle à la phase détritique de ce nouveau cycle. Cette explication souligne le phénomène général de *mise en réserve* qui peut survenir entre la glyptogenèse et la sédimentation et compliquer singulièrement l'interprétation des successions lithologiques, où phases détritiques et chimiques peuvent évoluer indépendamment.

L'accent est mis d'autre part sur l'ampleur de l'*érosion* qui a affecté à certaines époques les domaines émergés. Depuis la fin du « Continental terminal », l'érosion a enlevé 100 à 300 m de terrains sur des surfaces considérables dans la partie moyenne du Niger. Dans les domaines soulevés la tranche érodée est plus importante encore. Au contraire, dans les bassins subsidents l'accumulation des sédiments se fait sur de fortes épaisseurs et indique, pour les différentes époques, le volume des matériaux arrachés aux massifs.

L'histoire de la pellicule sédimentaire déposée dans les bassins intracratoniques met en évidence de faibles ondulations épéirogéniques et de longues fractures qui sont des phénomènes intéressants, mais mineurs, lorsqu'on les ramène à l'échelle du grand bouclier africain dont le caractère essentiel reste celui d'un ensemble très stable.



FIG. 1. — Situation de la région étudiée dans le continent africain.

INTRODUCTION

Au cours des levés de reconnaissance effectués sur une surface de près de 400 000 km², nous avons pour but de localiser de grands ensembles pouvant être cartographiés en vue de l'établissement d'une première esquisse géologique à très petite échelle (1/1 000 000 et 1/2 000 000) de la partie la moins connue du Niger oriental.

Vu les contradictions existant entre les deux cartes disponibles (1/5 000 000 et 1/6 000 000), les problèmes les plus urgents qui se posaient étaient de fixer dans leurs limites respectives le Précambrien, le Paléozoïque et le Secondaire marin et continental.

Dès les premières tournées, en 1951, nous avons pu constater qu'en dehors du « socle » aisément individualisé, on était en présence d'affleurements isolés de formations généralement gréseuses, non fossilifères et *a priori* indistinguibles entre elles. Seuls les niveaux marins, connus dans le Damergou, venaient fixer un âge Cénomano-Turonien bien déterminé dans cet ensemble; mais encore n'était-il pas aisé de placer les affleurements éloignés par rapport à ce repère.

On comprenait ainsi tout le mérite de nos prédécesseurs et notamment H. HUBERT, C. KILIAN, R. FURON, qui avaient tenté plusieurs synthèses cartographiques d'ensemble appuyées essentiellement sur quelques échantillons rapportés par les méharistes et des renseignements indirects sur la géologie. Les problèmes auxquels ces éminents géologues se sont heurtés, comme celui de la distinction et de la séparation des séries gréseuses paléozoïques et crétacées, sont restés posés à leurs successeurs jusqu'à ces dernières années et ne sont pas encore entièrement résolus, malgré une documentation de terrain infiniment plus abondante.

A l'image des grès de Nubie du Sahara oriental, ce complexe compréhensif essentiellement détritique pouvait s'étendre en âge depuis le Paléozoïque, daté dans le Djado, jusqu'au Tertiaire supposé et même au Quaternaire.

Ainsi apparut la nécessité d'avoir recours à des niveaux lithologiques ou à des formations à rechercher, pouvant servir de repères au moins locaux pour scinder cet ensemble. Plutôt qu'une corrélation par faciès isolés, nous avons été amené à comparer des *successions lithologiques*. Enfin, la découverte de quelques nouveaux gisements fossilifères (faunes de vertébrés et d'invertébrés et flores) a permis de proposer un cadre chronologique approché pour l'ensemble.

La série stratigraphique que nous définirons plus loin est issue de ces approches successives et est présentée plus comme un cadre de travail que comme une subdivision définitive.

Nous avons donc estimé plus profitable de séparer, autant que possible, les faits des interprétations et, plutôt que de partir d'un cadre stratigraphique discutable, nous avons suivi un plan régional où un certain nombre de coupes lithologiques sont décrites. A partir de ces faits nous proposons la définition de formations locales, puis étudions leurs rapports et corrélations. Cette partie analytique descriptive permet de présenter une synthèse stratigraphique générale, tenant

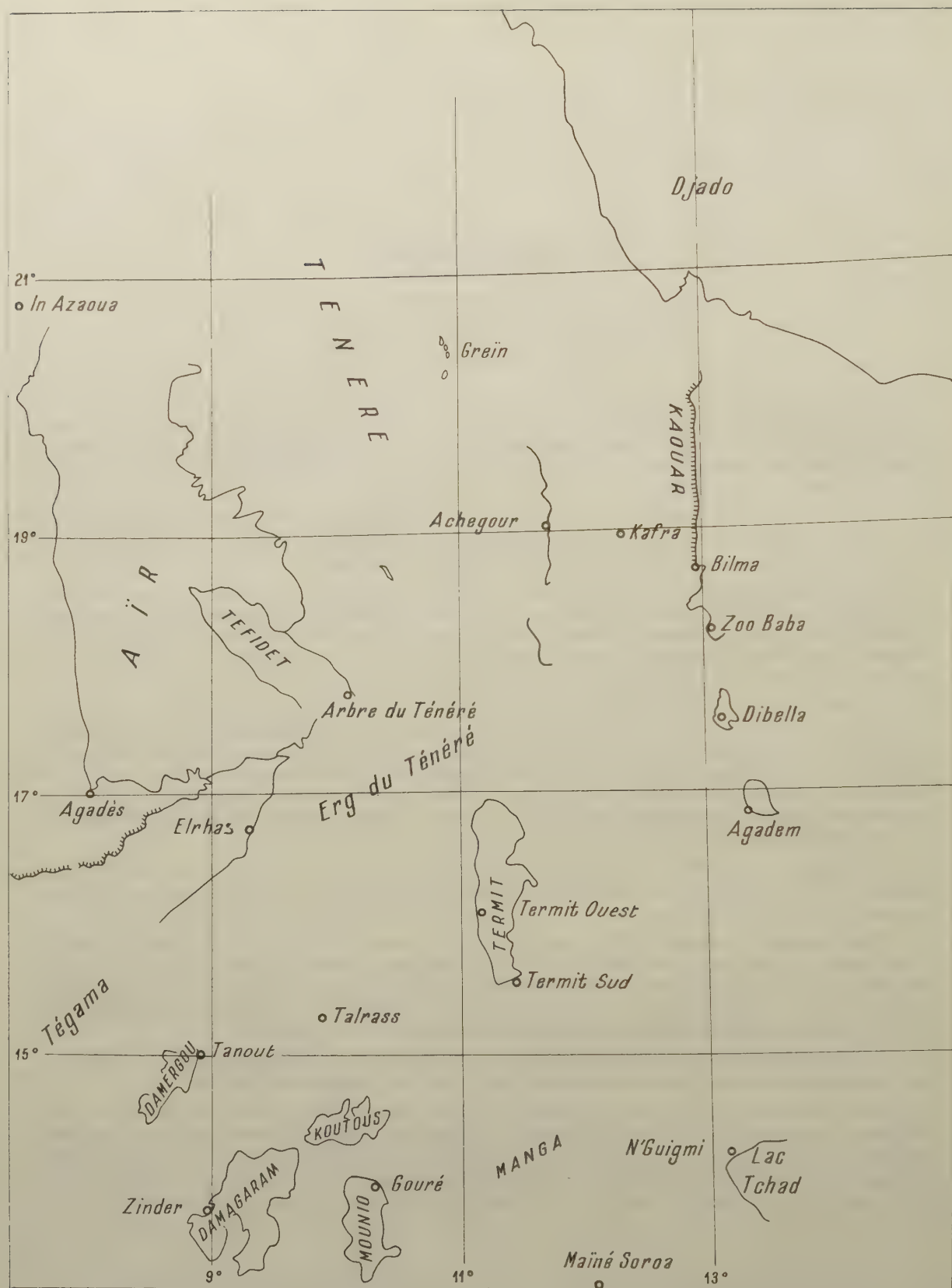


FIG. 2. — Schéma des régions naturelles du Niger oriental.
Ech. : 1/5 000 000.

compte des variations latérales. Cette synthèse sera le point de départ des études particulières et des interprétations.

L'immensité du secteur reconnu s'est opposée à toute étude de grand détail, mais nous a permis d'observer des niveaux parallèles à des distances considérables et d'en voir les variations en fonction de vastes domaines paléogéographiques qui se dégageront au fur et à mesure et dont nous tâcherons de suivre l'évolution au cours des temps.

Plan général de l'exposé

Dans le but de rendre aisément accessible la partie synthétique de l'étude, le *résumé stratigraphique* et son *interprétation paléogéographique* ont été placés en tête du mémoire, après l'introduction. Cette partie synthétique découle des descriptions et du résultat des études particulières qui ont été mis en annexes (1).

Cette formule permet d'acquérir rapidement une vue d'ensemble des problèmes généraux. Elle n'interdit pas au lecteur intéressé par les faits de la géologie locale de consulter en priorité la partie des annexes.

Le plan de l'ouvrage peut se résumer comme suit :

PREMIÈRE PARTIE : Résumé stratigraphique

Chapitre I. — Stratigraphie du Niger oriental

Chapitre II. — Comparaison sommaire avec les régions voisines

Conclusion : Répartition des faciès dans le temps et dans l'espace

DEUXIÈME PARTIE : Interprétations

Chapitre I. — Généralités sur le cycle sédimentaire et son cadre géographique

Chapitre II. — Essai sur la paléogéographie du Niger

Conclusion : L'onde épéirogénique

CONCLUSION GÉNÉRALE : Récapitulation des faits et problèmes nouveaux mis en évidence au cours de l'étude.

ANNEXES

PREMIÈRE PARTIE : Descriptions régionales

Chapitre I. — La région au Sud et au Sud-Est de l'Aïr

Chapitre II. — La région comprise entre le Damergou et le massif de Termit

Chapitre III. — La région à l'Est de l'Aïr

Chapitre IV. — Le bassin de Bilma et la région au Nord du Tchad

1°) Région périphérique du bassin de Bilma

2°) Région interne et septentrionale du bassin de Bilma

3°) Le Nord du Bassin du Tchad — La région d'Agadem

Chapitre V. — Le massif de Termit et la région de Gossolorom

Chapitre VI. — Le Koutous et la région au Nord de Zinder

DEUXIÈME PARTIE : Résultats et interprétations d'études particulières

Chapitre I. — Mode de représentation de l'étude d'une roche sédimentaire

Chapitre II. — Etude granulométrique (tableaux)

Chapitre III. — Le problème de l'alunite : essai d'interprétation

Chapitre IV. — Essai d'interprétation de la signification des minéraux argileux

(1) *Un lexique des formations* (p. 585) permet de retrouver la définition des termes locaux employés.

Chapitre V. — Interprétation et genèse des oolithes ferrugineuses

Chapitre VI. — Résultats des analyses chimiques

Bibliographie

Planches photographiques

Bien que certaines parties relatives à l'interprétation des faits exposés soient provisoires, nous espérons que ce document, qui s'ajoute aux 12 fascicules concernant principalement l'hydrogéologie (H. FAURE, 1960, 1961), apportera des éléments utiles à la connaissance du Niger oriental.

HISTORIQUE DES DÉCOUVERTES AU NIGER ORIENTAL ET DANS LES RÉGIONS VOISINES (1)

Une étude historique détaillée de l'exploration du Niger ferait double emploi avec celle que R. FURON a publiée en 1955 et à laquelle il convient de se reporter.

On trouvera brièvement dans ce chapitre les principales dates marquant les découvertes faites au Niger et dans les régions voisines, principalement celles intéressant les formations sédimentaires.

Sans oublier HÉRODOTE (484 av. J.-C.) qui nous a laissé quelques renseignements sur la route des caravanes de Libye concernant principalement les points d'eau et les salines de Bilma, notons que l'existence du Lac Tchad était connue par renseignements depuis 1798 et 1819. Il fut visité par DENHAM en 1822 et fut, par la suite, un pôle d'attraction et un point de jonction des itinéraires des grands explorateurs du XIX^e siècle. Ceux-ci, au prix d'immenses efforts et d'extraordinaires épopées, traversèrent la région qui nous occupe et donnèrent d'intéressantes indications sur sa géographie et sa géologie. Il faut citer DENHAM, CLAPPERTON et OUDNEY (1826) et rappeler que, après la mort de CLAPPERTON survenue au Sokoto en 1827, c'est à J. et R. LANDER que l'on doit de savoir que le Niger ne se jette pas dans le Tchad mais dans l'Atlantique. BARTH (1860-1861) et von BARY (SCHIRMER, 1898) ont signalé des grès horizontaux à l'Est de l'Aïr. ROHLFS (1867) a vu des empreintes d'Ammonites dans la région de Zoo Baba, signalant ainsi, le premier, l'existence d'une formation marine au cœur du Sahara. NACHTIGAL (1881) a donné de bonnes descriptions de la région du Tchad.

En 1892, le colonel MONTEIL ramassait à Zau Séguir un oursin (2) qui devait être signalé en 1901 par A. de LAPPARENT et décrit par V. GAUTHIER (1901). C'était le début d'une longue période où la géologie de ces régions devait être connue par des prélèvements d'échantillons faits par les militaires et décrits par les géologues métropolitains.

En 1903, A. de LAPPARENT signale les fossiles éocènes récoltés par le capitaine GADEN à Tamaské, puis la même année (1903b), une Exogyre et la première Ammonite rapportée du Soudan par le même explorateur. En 1904, des précisions sont données, d'un côté par A. de LAPPARENT, et de l'autre, par BATHER, sur les fossiles rapportés par les missions françaises et anglaises de délimitation de frontières entre le Sokoto et le Niger français. Vers cette même époque, se multiplient les découvertes de fossiles crétacés en Afrique, au Nord de l'équateur : ESCH découvre au Cameroun des Ammonites turoniennes décrites par SOLGER (1904) comme ayant des affinités avec des espèces indiennes et peut-être tunisiennes. En Gongola, d'autres fossiles turoniens sont découverts, complé-

(1) On trouvera également (p. 69 à 74) un rappel de l'historique des hypothèses paléogéographiques.

(2) *Noetlinga monteili* (GAUTHIER, 1901). Ce genre n'a pas été retrouvé depuis au Niger. CHUDEAU (1913) a émis l'hypothèse que l'échantillon, ramassé sur le sol sableux de la piste, aurait pu être apporté par une caravane. La piste caravanière du Tchad à la Tripolitaine passe en effet au voisinage des gisements libyens où *Noetlinga* est signalé par G. CHECCIA RISPOLI (1930, 1931). Cependant la présence d'un fossile calcaire du Crétacé supérieur n'a rien de surprenant dans la région de Zoo Baba, où le Cénomanién et le Turonien comportent des niveaux calcaires. Le Sénonien, par contre, est essentiellement gréseux dans ce secteur.

tant les données connues plus au Sud : une Ammonite cénomaniennne au Cap Lopez et des espèces turoniennes près de Libreville.

Par contre, F. FOUREAU (1905), dont l'importante mission a traversé le Damergou à la fin de l'année 1899, n'a recueilli aucun indice des terrains crétacés dans cette région où les éboulis ferrugineux sont abondants.

Cependant, en 1905, d'autres Ammonites rapportées de ce secteur par le capitaine CAUVIN et décrites par THÉVENIN (1905), viennent confirmer les données de A. de LAPPARENT sur l'existence de traces de la mer turonienne au Niger. La même année, A. de LAPPARENT (1905) signale de nouveaux fossiles recueillis par le lieutenant DESPLAGNES et le capitaine THÉVENIAUD dans le Tilemsi (*Linthia*, *Lopha* à Tosaye et *Cardita beaumonti* à Mabrouk), étendant largement vers l'Ouest le domaine connu des terrains marins du Crétacé supérieur et de l'Eocène.

En 1905 ces régions sont parcourues pour la première fois par un géologue, R. CHUDEAU, qui donne une coupe géologique du Damergou qui restera la donnée la plus précise jusqu'en 1933 (CHUDEAU, 1906-1909a, b). C'est vers cette époque également que H. FREYDENBERG a visité le Tchad et le Bassin du Chari et donné une description de son itinéraire de Zinder au Tchad (1908b). Il n'a pas visité les massifs sédimentaires situés au Nord de son itinéraire, mais a décrit (1908a) les échantillons rapportés par le lieutenant AYASSE de sa traversée de Bilma au Tchad : ce sont surtout des grès ferrugineux, des latérites et des basaltes qui représentent, comme nous le savons maintenant, des échantillons probablement transportés par l'homme.

G. GARDE, le géologue de la mission TILHO, a également exploré le Damergou et a « recueilli un grand nombre d'exemplaires d'Ammonites et d'Huîtres », mais nulle part il n'a « vu en place les formations qui les renfermaient ». Il écrit encore : « comme M. CHUDEAU, je range aussi dans le Turonien les grès de l'Alakos et du Koutous », mais contrairement à cet auteur, il considère, à juste titre, que le Kanem et le Manga sont « recouverts par des formations dunaires, quaternaires et actuelles, et non par des dépôts sédimentaires du Crétacé inférieur ». Dans le même ouvrage (1911) et dans une note (1912), il croit avoir démontré l'absence d'Eocène dans l'Adar Douthi et range ces formations dans le Maestrichtien, ainsi que les grès affleurant jusqu'à Niamey, sur le Niger. H. HUBERT (1911) pense qu'il est imprudent d'attribuer un âge maestrichtien aux grès du Niger situés à plus de 400 km des gisements fossilifères.

Un point de divergence existe cependant entre R. CHUDEAU et G. GARDE, sur l'âge des granites du Mounio, le premier les considérant comme tertiaires et intrusifs dans les grès crétacés, le second comme antérieurs au Crétacé.

En 1906-1907, C. VELAIN fait une mise au point des connaissances sur la géographie et la géologie du Sahara d'après les explorations les plus récentes, et en particulier celles de R. CHUDEAU.

Les régions plus éloignées sont, à la même époque, l'objet de découvertes sur le Crétacé : en Tunisie, ce sont les beaux mémoires de L. PERVINQUIÈRE sur la géologie (1903), puis sur la paléontologie (1907, 1912); en Nigeria, l'ouvrage de J. D. FALCONER (1911); en Tripolitaine, C. de STEFANI (1913) décrit les fossiles crétacés récoltés par M. SFORZA.

Les « Documents scientifiques de la mission TILHO » (1906-1909) paraissent entre 1910 et 1914, apportant une somme considérable de données nouvelles sur la région du Tchad.

En 1914, les « Résultats scientifiques de la mission transafricaine » du capitaine NIEGER, préparant le tracé du chemin de fer, signalent plusieurs affleurements, notamment au mont Echkar, et des grès ferrugineux près de Talrass.

En 1917, H. HUBERT, examinant des échantillons de la région d'Agadem, pense à la probabilité de Tertiaire dans cette région et compare les bauxites à celles du Sud de Niamey qu'il a vues à Gaya (1908); mais cette observation importante semble avoir été oubliée par la suite.

M. E. DENAYER, en 1924, étudie les matériaux du capitaine ROTTIER provenant des régions du Tibesti, Djado et du Kaouar.

L'ouvrage général de M. ABADIE (1927), sur la colonie du Niger, donne de très intéressantes

observations dont quelques-unes dans le domaine de la géologie : en particulier, ABADIE signale des fossiles à Agadem dont l'existence paraît oubliée jusqu'en 1954.

En 1930, F. RODD publie le résultat de ses observations et l'étude des échantillons qu'il a prélevés au Niger, notamment un bois silicifié au Sud de l'Aïr et des fossiles du Niger occidental.

V. PÉRÉBASKINE (1929, 1933) consacre un ouvrage à ses observations géologiques au Niger-Ouest, qu'il a longuement parcouru.

La partie nord du Ténéré fait l'objet de reconnaissances dans le but de déterminer le cours du fleuve Tafassasset : C. KILIAN et J. PETIT-LAGRANGE (1933), L. FEYLER (1935), R. FURON (1934) signale un *Neolobites* rapporté de la même région par le capitaine WAUTHIER (1) et la même année, avec C. KILIAN, envisage l'âge de la falaise de Bilma. H. DOUVILLE et J. TELHO (1933) citent des coquilles lacustres récentes du Sud de Bilma.

Les échantillons rapportés au Muséum par A. CHEVALIER et d'autres explorateurs font l'objet de plusieurs publications de R. FURON sur le Crétacé et le Tertiaire du Niger (1933b, c, d, 1934, 1935) :

Dans une note importante, R. FURON (1933c) précise la stratigraphie du Niger central. Le Céno-manien fossilifère est mis en évidence, ainsi que l'existence d'une lacune entre le Turonien et le Maestrichtien. R. FURON indique que les formations sédimentaires « ont été soulevées lors des derniers mouvements de surrection des grands massifs anciens ».

La même année, R. FURON (1933d) indique l'extension du Crétacé et de l'Eocène au Niger et signale la présence d'*Exogyra* cf. *olisiponensis* et d'une Lucine du groupe *gigantea* dans le Ténéré (2).

En 1934, R. FURON signale, d'après les matériaux de MM. LOUBET et REBOLLE, l'existence, entre les grès du Tégama et les calcaires à *Neolobites*, d'une faune de *Ceratodus* du Céno-manien inférieur identique à celle du Sahara algérien (3). Avec C. KILIAN, R. FURON indique, d'autre part (1934), la présence d'un fragment d'Ammonite d'affinité sénonienne dans le Damergou (4).

Ces données nouvelles sont synthétisées dans un mémoire du Muséum (R. FURON, 1935), où les faunes sont figurées et décrites.

Une reconnaissance systématique de ces régions commence avec les missions de R. LAMBERT en 1933. La publication de ses résultats formera la matière d'un Bulletin de la Direction des Mines en 1943.

En 1942, R. FURON décrit les Ammonites récoltées par l'adjudant-chef GOBIN à Zoo Baba, sur le gisement vu par ROHLFS (1868). C. KILIAN, en 1943, fait une dernière expédition dans l'Aïr, dont les résultats sont publiés en 1945.

Les levés systématiques de la carte géologique du Niger commencent à cette époque avec M. RAULAIS (de 1946 à 1958), J. GREIGERT (depuis 1948), F. JOULIA (depuis 1949), P. RENAULT (de 1950 à 1954), H. FAURE (depuis 1950).

Durant cette période, plusieurs missions de pré-reconnaissance pétrolière du Bureau de Recherches de Pétrole ont étudié en particulier les bassins paléozoïques. En ce qui concerne le Djado et le Ténéré, il faut citer les géologues A. BONNET et C. HUBAULT (1955-1956), puis J. GRÉGOIRE, G. JUTARD, R. MOUFLARD et B. PLAUCHUT (1957-1958), ainsi que P. JACQUEMONT.

(1) Le point de prélèvement du *Neolobites* de WAUTHIER n'est pas précisé. Il semble qu'il ne puisse provenir que du gisement d'Alanlara, à l'Ouest de l'Arbre du Ténéré ou, plus probablement, des gisements du bassin de Bilma, entre Kafra et Arentigué sans doute. D'autres *Neolobites* existent à Zoo Baba, au Sud de Bilma.

(2) Ces fossiles auraient été ramassés entre Chirfa et Dissilak Tiffa. P. RENAULT (inédit) pense, à juste titre, qu'ils proviennent des affleurements fossilifères de la région comprise entre Kafra et Tiffa où le Crétacé supérieur marin est connu. On peut se demander si *Lucina* n'appartient pas aussi au Crétacé supérieur plutôt qu'à l'Eocène, inconnu dans cette région.

(3) D'autres niveaux à *Ceratodus* existent, au Damergou, intercalés dans le Turonien marin (J. GREIGERT, F. JOULIA, A. F. DE LAPPARENT, 1954).

(4) Ce serait la seule Ammonite sénonienne découverte au Damergou malgré les études détaillées récentes de F. JOULIA. Le Sénonien marin est cependant, sans doute, représenté dans la partie supérieure des formations du Damergou.

De son côté, le Commissariat à l'Energie Atomique (C. E. A.) entreprenait des prospections dans le cristallin de l'Aïr et des études plus détaillées dans les formations sédimentaires situées à l'Ouest de ce massif. A ces travaux s'attachent les noms de G. BIGOTTE, OBELIANE et SCEMAMA.

Enfin, tout récemment, l'Office de la Recherche Scientifique et Technique (O. R. S. T. O. M.), avec G. BOCQUET, a commencé le levé de la carte pédologique de la partie sud du Niger, qui sera le complément de la carte géologique du Quaternaire de la région du Manga en cours d'établissement par F. PIRARD, géologue du Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

PREMIÈRE PARTIE

RÉSUMÉ STRATIGRAPHIQUE

CHAPITRE I

STRATIGRAPHIE DU NIGER ORIENTAL

A. — *CORRÉLATIONS ENTRE LES FORMATIONS RÉGIONALES CRÉTACÉES ET TERTIAIRES*

Les études régionales, dont le détail est exposé en annexe, nous ont conduit à établir des échelles stratigraphiques locales à partir des formations lithologiques dont les caractéristiques sont données et pour lesquelles des âges sont proposés.

Au cours des descriptions, nous avons été amené à comparer certaines formations entre elles. Le but du présent chapitre sera de chercher un parallélisme entre les diverses régions et de dresser l'échelle stratigraphique générale du pays, compte tenu des importantes variations latérales mises en évidence. Par la suite, cette échelle idéale sera comparée avec les échelles stratigraphiques de diverses régions africaines.

Nous n'aborderons l'interprétation de ces faits, dans une histoire paléogéographique du Niger, qu'après avoir examiné quelques problèmes particuliers pouvant apporter des éléments à cette synthèse et justifier les hypothèses avancées.

1° Raccords entre les coupes régionales

Les différentes coupes synthétiques de chaque région peuvent être mises en parallèle. C'est ce qui a été fait sur la figure 3 où l'échelle verticale est exprimée en épaisseur de terrain. Les coupes types choisies correspondent aux faciès et aux puissances données par les études régionales, en négligeant les variations locales.

Les formations correspondantes d'une région à l'autre ont été réunies par des lignes de corrélations qui, comme nous le verrons, ne sont pas exactement des isochrones. Cependant, l'examen de ces raccords indique déjà le sens des variations de faciès et d'épaisseur. On remarque, en particulier, l'amincissement des formations inférieures et leur disparition vers les régions du Koutous et du Djado. De même, il est possible de suivre l'évolution des formations marines du Crétacé moyen et supérieur représentées dans la plupart des coupes, mais disparaissant progressivement dans certaines régions. On constate aussi les variations importantes d'épaisseur dans les formations

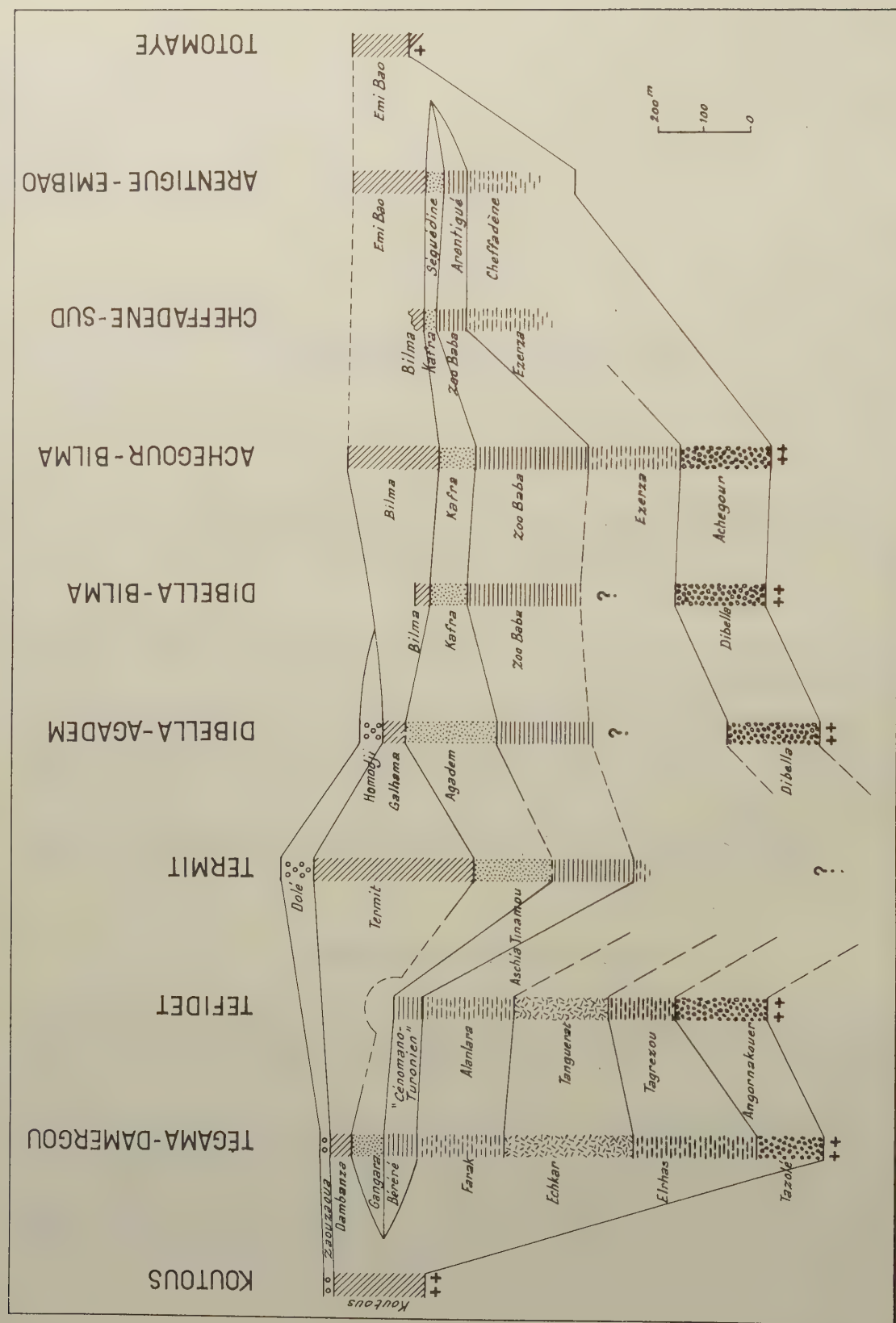


FIG. 3. — Corrélations entre les formations de différentes régions du Niger oriental.

<i>Age probable</i> Régions	<i>Sud Damergou et Koutous</i>	<i>Sud-Est Air et Damergou</i>	<i>Téfidet Arbre du Ténéré</i>	<i>Termit</i>	<i>Dibella - Agadem</i>	<i>Achegour-Bilma</i>	<i>Cheffadène Séguédine</i>	<i>Djado</i>
MIOCÈNE OLIGOCÈNE	Zaouzaoua (Boulakoura)	Zaouzaoua		Dolle	Homodji			
ÉOCÈNE								
PALÉOCÈNE				Termit	Galhama	Bilma	Emi - Bao	Totomaye
SÉNONIEN { SUP. INF.		Dambanza sup.						
TURONIEN { SUP. INF.		Dambanza inf. Gangara		Aschia Tinamou	Agadem	Kafra	Séguédine	
CÉNOMANIEN { SUP. INF.		Béréré	* Cénomano-Turonien "		* Cénomano-Turonien " (masqué)	Zoo Baba	Arentigué	
		Farak	Alanlaga		(masqué)	Ezerza	Cheffadène	
CRÉTACÉ INF.		TEGAMA du Echkar Elrhaz Tazolé	TANGUÉRAT Tagrézou Angornakouer		Dibella	Achegour	Tiffa	Grès de Nubie jurassico- crétacé inférieur (Mangueni)
PERMO-JURASSIQUE		(Irhazer) (Agadès)						
PALÉOZOÏQUE								Paléozoïque
PRÉCAMBRIEN								

Nota. - Les traits verticaux indiquent les lacunes de dépôt et d'érosion. Les formations soulignées d'un trait continu renferment des Ammonites, celles soulignées d'un trait discontinu des Lamellibranches marins Les noms de formations du Damergou sont empruntés à F. JOULIA (1954)

Fig. 4. — Tableau de corrélations des formations régionales crétacées et tertiaires du Niger oriental.

gréseuses du Crétacé terminal - Paléocène (?) dues à la fois à l'érosion possible de leur sommet et à la faible épaisseur locale de leurs dépôts.

La discordance, assez générale dans ces régions sous les formations à oolites, constitue une autre ligne de corrélation. Enfin, une dernière limite vient grouper les formations rattachées au « Continental terminal » qui n'apparaissent que dans les coupes du secteur sud, alors que leur lacune vers le Nord est générale et provient sans doute de l'absence de dépôts à oolite ferrugineuse dans cette direction.

2° Tableau de corrélation des formations régionales

Les correspondances entre les formations locales définies dans les différents secteurs étudiés sont également présentées sous forme d'un tableau. Dans celui-ci, on a cherché à mettre en parallèle les échelles locales avec l'échelle stratigraphique classique; les subdivisions dans le sens vertical correspondent donc à des limites d'âge. Les lacunes ont été figurées à l'aide de traits verticaux marquant les cases vides. Dans les coupes ces lacunes n'apparaissent pas car l'échelle y est fonction des puissances de dépôts et la longueur des hiatus ne peut être explicitée.

Les lacunes mises en évidence par le tableau sont de deux sortes: celles correspondant à l'absence de dépôt, par exemple à la base de la série sédimentaire, dont les différents termes reposent successivement sur le socle, et celles correspondant à une érosion, comme la lacune du sommet du Crétacé terminal - Paléocène de certains secteurs. La lacune de dépôt de l'Eocène est ainsi jalonnée de témoins de roches résiduelles élaborées au cours d'une période sans sédimentation et reposant sur une ancienne surface d'érosion.

Les commentaires évoqués par l'examen du tableau de corrélation et appuyés sur le résumé des descriptions régionales, peuvent être présentés sous forme d'une synthèse stratigraphique.

B. — RÉSUMÉ STRATIGRAPHIQUE

1. L'anté-Crétacé

a) LE SOCLE PRÉCAMBRIEN

Les terrains plus ou moins plissés et métamorphiques, traversés de granites variés et rapportés au Précambrien dans les régions où ils sont recouverts en discordance par le Paléozoïque, constituent le soubassement des formations sédimentaires crétacées et tertiaires.

On voit affleurer actuellement ces terrains, soit dans des massifs soulevés récemment, comme l'Aïr, soit dans des régions où la couverture très peu épaisse a pu être érodée après un soulèvement modéré (Damagaram).

Le socle constitue également la plus grande partie du Ténéré central, où il prolonge les affleurements de l'Aïr sous une pellicule de Quaternaire et vient souligner le pourtour du bassin de Bilma, depuis Ezerza jusqu'à Dibella, en passant par Achegour et Fachi.

Quelques rares pointements de Précambrien apparaissent aussi à l'intérieur des limites du bassin sédimentaire, soit le long des fractures (Mazelet), soit en monticules, là où la couverture sédimentaire est suffisamment mince pour que les irrégularités de la surface infra-crétacée soient localement recouvertes par la topographie actuelle (Mont des Addax).

Vers le Sud, les terrains cristallins constituent le soubassement des formations quaternaires

de la cuvette tchadienne : pointement d'Arguis, Est de Goudoumaria (Manga) et d'Hadjer el Hamis au Sud du Lac Tchad (1).

b) LE PALÉOZOÏQUE

Les terrains paléozoïques affleurent à l'Ouest de l'Aïr, au Nord du Ténéré et dans le Djado. Il semble que l'extension vers le Sud des dépôts de même faciès à cette époque n'ait pas beaucoup dépassé la limite actuelle de leurs témoins les plus méridionaux.

Cependant, on ne peut exclure l'hypothèse selon laquelle les terrains cristallins du Sud, non datés par une couverture paléozoïque, pourraient correspondre en partie à du Primaire métamorphique et plissé appartenant à un ancien domaine géosynclinal annexé au craton précambrien (1).

On doit remarquer que les bassins sédimentaires paléozoïques semblent relativement indépendants des bassins crétacés dans leurs extensions géographiques. Ils ne se prolongent pas loin sous ceux-ci et ont en général une couverture crétacée très réduite en épaisseur. Une certaine compensation semble ainsi s'établir entre les terrains primaires et secondaires en tant que couverture du socle.

c) LE PERMO-JURASSIQUE

Aucun dépôt de cet âge ne semble s'être effectué dans le secteur qui nous intéresse. On peut penser que l'aplanissement de la surface infracrétacée se poursuivait alors dans nos régions, et la pénégline que l'on devine à la base des terrains crétacés a dû se parfaire à cette époque.

Les premiers témoins de dépôts attribués au Permo-Jurassique apparaissent à l'Ouest de l'Aïr (F. JOULIA, 1957) et au Djado (B. PLAUCHUT, 1960), au-dessus du Carbonifère.

2. Le Crétacé et le Tertiaire

a) LE CRÉTACÉ INFÉRIEUR

Les terrains d'âge crétacé inférieur sont largement représentés mais sous des épaisseurs très variables au Niger oriental.

Les dépôts qui marquent cette période ont une origine continentale très nette indiquée par leur lithologie, leur faune et leur flore. Il s'agit essentiellement d'épaisses couches de grès grossier hétérogène, à stratification entrecroisée, coupées dans leur partie médiane par deux faisceaux argileux riches en montmorillonite et illite, mais où les clastiques ne sont jamais absents. Ces niveaux sont caractérisés par l'abondance des troncs d'arbres silicifiés à structure homoxylée et les reliques de grands Vertébrés : Dinosaures et Crocodiles.

Les terrains de cet âge sont épais dans la région de l'Aïr (Tégama, Téfidet), où ils dépassent 600 m. Ils vont en s'amincissant vers le Sud et l'Est; ils ne semblent plus représentés au Sud du parallèle 14°30' dans la faible épaisseur des grès du Koutous. Dans le bassin de Bilma, ils ont une puissance réduite, sous un faciès uniquement gréseux et disparaissent au Nord et à l'Est de cette région.

L'observation détaillée permet de conclure à un amincissement dû à une lacune des termes inférieurs, qui s'ajoute à une diminution de la puissance de chaque terme.

La limite supérieure du Crétacé inférieur est assez imprécise. Nous avons été amené à la placer sous les séries moins grossières, épaisses en moyenne de 200 m et précédant la biozone à *Neolobites*.

(1) Les récentes déterminations d'âges absolus des « Older granites » de Nigeria leur attribuent un âge paléozoïque inférieur (500 à 600 millions d'années). Les « Younger granites » seraient d'âge jurassique.

b) LE CÉNOMANIEN ET LE TURONIEN

Ces deux étages sont intimement liés au Niger, où les zones d'Ammonites du Cénomanien supérieur et du Turonien inférieur se suivent à faible distance sans changement dans les faciès qui les renferment.

Ces niveaux sont caractérisés, dans les domaines les plus typiques, par la rareté des éléments détritiques de taille notable. Ils sont constitués d'argiles feuilletées riches en montmorillonite où l'attapulgite peut être présente. Des bancs calcaires peu épais à riche faune marine (Huîtres, Oursins, Lamellibranches, Ammonites, etc...) sont interstratifiés dans les argiles.

Dans les régions classiques, et en particulier au Damergou, les premiers niveaux franchement marins débutent avec la lumachelle à *Neolobites* du Cénomanien supérieur. Le Cénomanien inférieur est alors sous un faciès silteux et grés-argileux moins grossier que celui des grès du Tégama dont il peut être distingué (formation de Farak).

A l'Est de l'Aïr, et dans la partie centrale du bassin de Bilma, la lumachelle à *Neolobites* ne constitue plus le début de la série marine. Des argiles vertes, des silts et de minces dalles calcaires renfermant quelques huîtres, apparaissent en plus ou moins grande abondance au sein de la formation d'Alanlara, précédant les calcaires à Ammonites. Dans ces régions, les premiers dépôts marins se sont effectués dès le début du Cénomanien. Ils indiquent ainsi une composante nord-sud du sens de l'avancée de la mer.

Trois zones d'Ammonites peuvent être définies, caractérisées par les genres suivants : *Neolobites*, *Nigericeras*, *Pseudotissotia*. La plus élevée appartiendrait encore au Turonien inférieur. Le Turonien supérieur n'a pas livré d'Ammonites permettant de le dater, mais les dépôts correspondant à cet âge s'observent sans doute dans les argiles feuilletées, à intercalations de grès fin homogène, superposées aux calcaires à Ammonites. Il s'agit encore de dépôts effectués en mer, mais plus près d'un rivage.

Les limites géographiques actuelles du Cénomano-Turonien sont, en général, des limites d'érosion ne correspondant pas à l'ancienne extension de ces terrains. Ceux-ci devaient s'étendre en continuité entre les affleurements actuels, de Bilma à l'Aïr et de l'Aïr au Nord du Damagaram et du Koutous.

Cependant, en plusieurs points on peut toucher des limites voisines de celles de l'ancienne mer : notamment au Nord de Bilma, en direction du Djado, et, sans doute, au Sud du Damergou et de Talrass. Dans ces directions, en effet, les faunes marines se raréfient, les dépôts deviennent de plus en plus gréseux et terrigènes, difficiles à distinguer alors des formations continentales encaissantes. Enfin, les niveaux inférieurs manquent successivement, la série s'amincit, puis disparaît. Deux domaines émergés sont ainsi approximativement limités : le continent Djado-Tchadien, d'une part, et celui du Niger méridional, d'autre part. La possibilité de l'extension des dépôts marins entre ces deux régions est probable sous les formations quaternaires, masquant un sillon profond passant au Sud de Termit et d'Agadem et au Nord du Lac Tchad, en direction de la Bénoué et de la Gongola, où les faunes du Turonien inférieur se retrouvent identiques à ce qu'elles sont au Niger et au Fezzan.

c) LE SÉNONIEN

Le Sénonien marque, dans la région qui nous intéresse, la régression progressive de la mer : des dépôts gréseux à grains fins ou moyens et riches en fer prennent le pas dans la sédimentation, succédant aux argiles feuilletées à bancs calcaires.

Mais ce changement de faciès ne s'est pas effectué partout en même temps. Dans certaines régions, comme le sillon passant à l'Aschia Tinamou et sous Termit, la sédimentation chimique à attapulgite s'est poursuivie jusqu'au Coniacien à *Tissotia*, et même sans doute plus tard si l'on en juge par la forte épaisseur des argiles superposées à cette dernière zone d'Ammonite.

Au Niger ouest, une sédimentation calcaire assez épaisse semble se poursuivre à la même époque où se déposent les calcaires blancs décrits par J. GREIGERT (1957), et qui forment sans doute le passage du Turonien supérieur au Sénonien inférieur.

Age	Puissance (en m)	Nature des sédiments types	Faune, flore	Région et formation types
Quaternaire	0-1000 ?	Sable, limon, diatomite (volcanisme)	Vertébrés, Coquilles lacustres, Roseaux, Industries humaines, etc.	Cuvette du Tchad
Pliocène				
Miocène Oligocène Eocène supérieur	0-400	Grès argileux, oolithe ferrugineuse	Végétaux, bois hétéroxylés	Termit Dolle, Agadem, Homodji
Eocène inférieur	0-40	Calcaire, attapulгите	Faune marine	Niger ouest (Lacune au Niger est)
Paléocène	0-100 ?	Schistes, marno-calcaires, grès fin sombre	Poissons, Vertébrés	Niger ouest (Grès et silt au Niger est)
Maestrichtien	0-150	Calcaire, argile, sable	<i>Libycoceras</i> , Mosasaures, Plantes	Niger ouest (Grès au Niger est)
Campanien Santonien	0-200	Schistes, grès fin à plaques ferrugineuses	Lamellibranch- es	Agadem, Kafra
Coniacien	0-100	Attapulгите, calcaire	<i>Tissotia</i>	Aschia Tinamou
Turonien Cénomaniens sup.	0-150	Argile feuilletée à dalles calcaires	<i>Pseudotissotia</i> , <i>Nigericeras</i> <i>Neolobites</i>	Damergou, Alanlara, Bilma
Cénomaniens inf.	0-200	Grès fin, silt	Lamellibranch- es	Alanlara
Crétacé inférieur	0-370	Grès grossier feldspathique	Bois silicifié	Echkar
	0-275	Argile montmorillonitique, grès calcaire	Dinosaures, Crocodiles	Elrhas
	0-220	Grès grossier feldspathique	Bois silicifié	Tazolé-Tiguédi

- Cette échelle théorique n'est complète en aucun point. Des variations de faciès et des lacunes interviennent à divers niveaux suivant les lieux.

FIG. 5. — Echelle stratigraphique théorique et dépôts types depuis le Crétacé au Niger.

Les dépôts équivalents au Damergou sont minces et comprennent la base de la série du Dambanza de F. JOULIA (1951) où la faune de la Lumachelle calcaire blanche a quelques affinités avec celle de l'Aschia Tinamou. Un haut fond semble ainsi amorcer l'actuelle zone haute qui rejoint l'Aïr au Damagaram et sépare les bassins du Niger ouest et du Tchad.

Dans le bassin de Bilma, les grès et silt ferrugineux apparaissent plus tôt dans la sédimentation presque immédiatement au-dessus du dernier banc calcaire turonien inférieur, et plus tôt encore en

se dirigeant vers le Nord. Les seuls fossiles sont alors les Lamellibranches de la lumachelle ferrugineuse d'âge sénonien inférieur ou moyen.

A Agadem, les argiles sont encore assez bien représentées, associées à quelques bancs de grès glauconieux et suivies de niveaux ferrugineux à Lamellibranches datant sans doute du Santonien supérieur-Campanien. Comparés aux faciès sans éléments détritiques du sillon de Termit, ces terrains nous font pressentir la proximité de terres émergées vers l'Est à l'emplacement de la République du Tchad. Ceci est confirmé par l'observation détaillée des variations de faciès au Nord de Bilma, où l'on voit disparaître les faunes marines remplacées par des végétaux dans des faciès de plus en plus grossiers en direction du continent présumé.

La partie supérieure du Sénonien se présente sous un faciès silteux et gréseux à grain moyen et à passées grossières, très étendu et plus uniforme. Nous avons vu cependant que ces faciès ne débutent pas partout au même instant.

Cette série gréseuse supérieure constitue les grès de Termit, de Galhama et de Bilma superposés aux derniers niveaux à faune marine. Elle ne contient plus que des restes végétaux, moins abondants cependant que dans la série déritique sous-jacente aux niveaux marins (grès du Tégama et du Téfidet).

Vers le sommet du Damergou, ces grès se retrouvent encore sous les mêmes faciès caractérisés par de nombreux niveaux ferrugineux en plaquettes (formation de Dambanza supérieur).

Au Nord de Bilma les séries détritiques correspondantes viennent déborder sur le Djado. Dans le Sud du Niger, les niveaux élevés du Koutous sont sans doute contemporains et viennent, eux aussi, en transgression géographique sur le socle de Damagaram-Mounio.

Ainsi ces dépôts détritiques de faciès continentaux sont-ils largement transgressifs sur des surfaces que n'a pas recouvertes la mer.

On peut se demander si cette transgression géographique correspond à une régression dans certains domaines. A cet égard, l'actuel massif de l'Aïr pourrait être considéré comme une zone déjà soulevée à cette époque puisqu'aucun dépôt sénonien n'existe à ses abords, contrairement à l'Adrar des Iforas qui est cerné de dépôts du Crétacé supérieur.

Il nous paraît cependant utile de remarquer que la présence du témoin turonien d'Alanlara nous autorise à émettre une hypothèse dans ce domaine : l'absence de terrains d'âge sénonien près de l'Aïr peut être due à l'ampleur de l'érosion qui a atteint cette région fortement soulevée. Des dépôts auraient pu exister et être ensuite érodés sans qu'aucun témoin ne subsiste. En effet, si le Turonien avait été le dernier dépôt effectué avant le soulèvement de la région, les affleurements actuels auraient été exposés au voisinage de la surface du sol depuis un temps très long et il y aurait tout lieu de penser qu'ils auraient subi une altération très intense due à un affleurement prolongé depuis le Crétacé jusqu'à nos jours. Or, l'examen des roches cénomaniennes et turoniennes du bord de l'Aïr ne montre justement pas de traces d'une altération aussi intense, et nous porte à croire que ces niveaux ont été protégés au moins jusqu'à l'époque éocène, par une couverture disparue, sur laquelle le climat n'aurait pas manqué de marquer son empreinte dans ces terrains.

Ces arguments indirects nous indiquent qu'il n'est pas possible d'affirmer l'absence de dépôts au Sénonien, au moins dans la partie de l'actuel Aïr oriental.

L'extension géographique des dépôts au cours du Sénonien aurait donc un caractère assez général et semble se faire dans toutes les directions.

Au Niger occidental (J. GREIGERT, 1957), au Nigeria (J. BRYNMOR, 1948; J. D. CARTER, 1960) et au Mali (H. RADIER, 1957), le Sénonien déborde largement les dépôts antérieurs peu épais ou absents. Dans ces régions, des grès (Upper et Lower sandstones) encadrent un faisceau argileux et calcaire à faune marine du Maestrichtien (*Libycoceras*, *Mosasaurus*). La mer s'est donc largement déplacée vers l'Ouest à cette époque.

Au Niger oriental, l'absence de cet important repère maestrichtien rend difficile l'attribution d'un âge précis aux grès de Bilma et de Termit qui peuvent correspondre à la fois aux « Upper et Lower

sandstones » de Nigeria. Il est, en effet, possible que les niveaux les plus élevés des grès appartiennent déjà au Paléocène, sans cependant que la présence de flore à bois hétéroxylé soit suffisante pour l'affirmer. Il n'est pas exclu non plus que l'absence de Maestrichtien conduise à une lacune venant s'ajouter à celle de l'Eocène.

d) L'EOCÈNE

Aucun dépôt éocène n'a été mis en évidence au Niger oriental. Une lacune assez importante souligne une discordance séparant le Crétacé terminal des formations rattachées au Tertiaire d'âge sans doute post-éocène moyen (Continental terminal).

Il est logique de faire correspondre approximativement la lacune à la période éocène.

Les terrains déposés à cette époque au Nord et à l'Ouest du Niger oriental comprennent des attapulgites et des calcaires marins résultant de la précipitation d'une phase chimique disponible en abondance et sans doute soustraite au continent émergé.

Les roches résiduelles jalonnant la discordance citée témoignent, de leur côté, d'une période d'altération puissante considérée comme s'étant étendue principalement à l'Eocène.

L'époque éocène aurait donc laissé son empreinte sur le continent du Niger oriental : les kaolins et bauxites d'Agadem, les alunites de Termit, en seraient les témoins, avec d'autres traces d'altérations de type latéritique remarquées en de nombreux points au voisinage de l'ancienne surface de cette époque.

Autour des régions voisines de l'Aïr, l'ancienne surface éocène est largement recoupée par la surface actuelle due à l'action intense de l'érosion sur une zone activement soulevée. Ceci explique qu'on ne retrouve pas trace des actions latéritisantes éocènes dans ces régions : les kaolinisations puissantes, qui caractérisent le socle stable du Liptako et du Gourma au Niger occidental et au Mali, ont été ici arrachées par l'érosion après le mouvement positif du horst de l'Aïr.

Le fer, en partie mobilisé à cette époque, aurait commencé alors une lente migration qui amènera sa fixation dans les dépôts oolithiques du « Continental terminal ».

e) EOCÈNE SUPÉRIEUR, OLIGOCÈNE, MIOCÈNE ? (« CONTINENTAL TERMINAL »)

Immédiatement au-dessus de la discordance marquant la lacune de l'Eocène se trouvent des termes détritiques plus ou moins grossiers admettant localement des conglomérats à la base, notamment lorsque la discordance angulaire correspond à une zone plissée et érodée (Termit sud).

Ces nouveaux dépôts de grès argileux comprennent d'une façon très constante des bancs d'oolithes ferrugineuses très caractéristiques, interstratifiés vers la base de la formation (Agadem, Termit, Zaouzaoua).

Les faciès et la position de ces terrains permettent de les paralléliser avec le « Continental terminal » qui, en Nigeria et au Niger occidental, repose habituellement sur l'Eocène moyen.

Faute d'argument paléontologique permettant de dater ces terrains, il est seulement possible de dire qu'ils peuvent appartenir à l'Eocène supérieur, à l'Oligocène et peut-être au Miocène. Grâce au *Moeritherium* recueilli par J. KIKOINE, on sait qu'au Mali l'âge oligocène a pu être confirmé pour un niveau du « Continental terminal » (C. ARAMBOURG, *et al.*, 1951; H. RADIER, 1957).

Les quelques traces végétales découvertes à Termit et à Agadem (Palmiers ?, Angiospermes dicotylédones ?) sont insuffisantes pour préciser un âge, mais s'accordent pour placer les formations qui les renferment dans le Tertiaire.

La position des témoins actuels du « Continental terminal » permet de fixer une limite d'extension approximative à ces formations : elles ont occupé essentiellement le Sud du Niger, surtout au Sud du 17° parallèle.

Les régions situées au Nord de cette limite semblent avoir été épargnées par les dépôts et étaient sans doute le siège d'une érosion active dont les matériaux transportés vers le Sud ont contribué à la sédimentation de type sidérolithique du « Continental terminal ».

3. Le Quaternaire (et la fin du Tertiaire) (1)

Les terrains et la morphologie d'âge quaternaire constituent la partie la plus importante en extension de ce qui peut être étudié en surface au Niger oriental. De très nombreuses observations ont été faites sur les dépôts et les phénomènes du Quaternaire et il n'est pas possible d'en donner le détail ici; nous tenterons de faire une synthèse des principaux faits sous forme d'un essai de stratigraphie du Quaternaire.

L'échelle des temps n'est plus la même, mais l'étude du Quaternaire apportera des indications utiles à la compréhension de certains phénomènes et applicables à l'interprétation des terrains crétacés et tertiaires qui font plus particulièrement l'objet de ce travail.

Le démantèlement et les dépôts dunaires et lacustres qui en marquent les étapes sont sous la dépendance des variations climatiques, dont plusieurs stades peuvent être saisis par l'observation de la morphologie et des sédiments ainsi que par l'examen des faunes et des industries humaines.

La stratigraphie du Quaternaire du Niger oriental peut, dans l'état actuel des recherches, être schématisée dans un essai de courbe climatique (fig. 6) que l'on peut commenter comme suit :

a) GRAND CREUSEMENT POSTÉRIEUR AU « CONTINENTAL TERMINAL »

A la fin du Tertiaire et au début du Quaternaire, le Niger subit un mouvement positif général pendant que s'enfonce la cuvette du Tchad.

A cette époque, l'érosion est très active et enlève environ la moitié des terrains érodés depuis la fin du « Continental terminal », soit une tranche de près de 100 m d'épaisseur sur la plus grande partie du pays. Actuellement, les témoins tertiaires se présentent aux sommets de buttes dispersées dominant la plaine de 100 et parfois 300 m (Termit ouest, Zaouzaoua, Agadem).

La masse considérable de matériaux déblayés a sans doute contribué à la sédimentation active des premiers dépôts du bassin tchadien, où le Quaternaire repose sur une surface tertiaire déformée et pourrait atteindre 1 000 m d'épaisseur (2). On sait que les dépôts quaternaires reposent, en plusieurs points, directement sur le Précambrien (Manga, Tchad) : le début de la subsidence serait donc récent dans ces régions.

Cette période comporte peut-être plusieurs cycles climatiques marqués par des creusements et des remblaiements. Mais, dans l'état actuel des études, on a groupé dans un ensemble sans doute hétérogène les dépôts de hautes terrasses à galets qui matérialisent les remblaiements correspondant à un arrêt du creusement attribué à une diminution de la pluviosité.

Les terrasses anciennes, épaisses de 1 à 5 m en moyenne, sont constituées par des conglomérats à ciment ferrugineux cuirassé. Le cuirassement témoigne d'un climat tropical sec ayant agi, sans doute, avant l'inversion de relief amenant ces dépôts dans leur position actuelle où ils sont perchés à plusieurs dizaines de mètres au-dessus du fond des vallées. L'oxyde de fer fossilise parfois des structures d'aspect termitique comparables à celles des latérites du Sénégal (F. TESSIER, 1959). Au Sud du 16° parallèle, les galets d'oolithe ferrugineuse sont abondants et caractéristiques de ces conglomérats (fig. 18 bis) (Termit, Boulakoura, Damergou, Farak, Talrass, N'Guini). Au Nord

(1) Le résumé stratigraphique relatif au Quaternaire est relativement plus développé que ceux des autres étages, car la description des observations sur les formations récentes n'est pas donnée dans les annexes. On en trouvera un premier élément dans le *Bulletin du B.R.G.M.*, n° 3 (1963).

(2) Cette épaisseur maximum comprend peut-être une partie du Tertiaire.

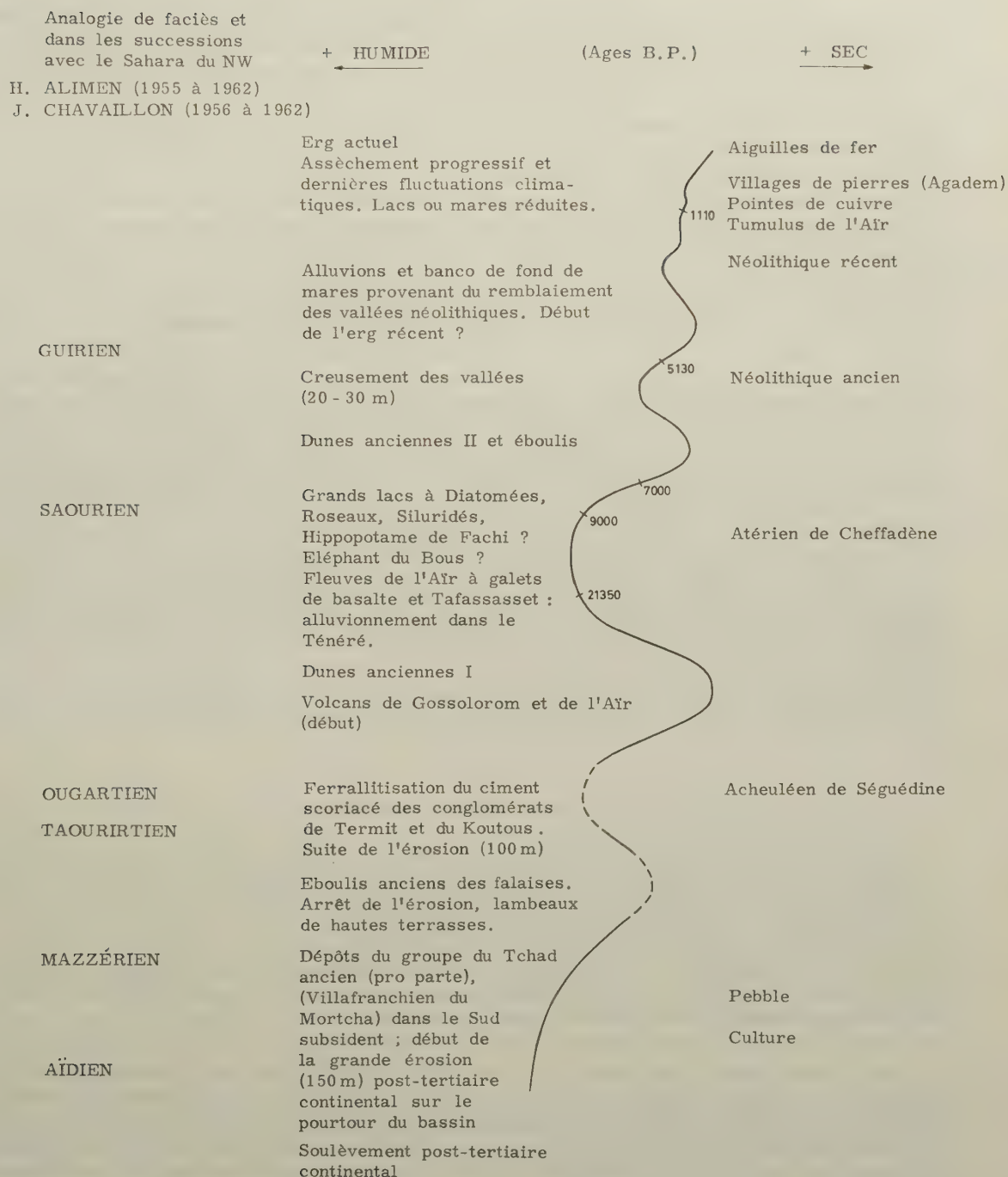


FIG. 6. — Essai de courbe climatique exprimant la chronologie quaternaire du Ténéré et des régions du Nord du Tchad et position hypothétique des industries humaines.

du parallèle 16°30', les très nombreux galets de quartz non cimentés provenant de l'Air et dispersés en épandages à partir de hautes surfaces sont peut-être un autre témoin de cette époque.

Ce stade pourrait correspondre au Pliocène (?) et le cuirassement qui en marque la fin dater du Villafranchien, mais on ne dispose pas d'élément direct permettant de proposer un âge. Les faunes de Vertébrés villafranchiens du Tchad (J. ABADIE, J. BARBEAU, Y. COPPENS, 1959) sont trop éloignées et la position stratigraphique de la « Pebble culture » est mal précisée (M. DALLONI, 1948; H. HUGOT et R. MAUNY, 1962).

On peut simplement noter que ces terrasses, postérieures au « Continental terminal » dont elles renferment des galets, sont antérieures aux dunes anciennes et aux dépôts lacustres appartenant sans doute au Paléolithique.

b) GRAND CREUSEMENT POSTÉRIEUR AUX REMBLAIEMENTS CUIRASSÉS

Le creusement a repris activement postérieurement aux terrasses à galets puisque les témoins sont rares, très dispersés et perchés par une inversion de relief. Le creusement a également entaillé les sédiments anté-quaternaires dont une nouvelle tranche a été enlevée, comme on le constate notamment dans le Damergou, le Koutous, Talrass, N'Guini. Cette nouvelle érosion correspond généralement à un creusement d'une cinquantaine de mètres, mais peut atteindre près de 150 m (Koutous) et totaliser une épaisseur de terrain enlevé de 300 m avec le cycle précédent (Termit ouest).

L'aboutissement de ce cycle conduit à une morphologie assez voisine de l'actuelle, abstraction faite des couvertures dunaires et des remplissages lacustres des points bas.

Les dépôts correspondant à cette époque sont rarement accessibles, car ils n'ont généralement pas été ramenés à la surface par une érosion postérieure. Ils doivent être représentés dans les alluvions les plus anciennes des fonds de kori (oueds) mais sont souvent masqués par les dépôts plus récents.

Il est possible que, pour une part, le volcanisme de Gossolorom, antérieur aux dunes, date de la fin de cette époque, car les cratères de cendres et lapillis peu consolidés n'ont été soumis ni à une érosion très active, ni à une ferrallitisation intense.

c) ELABORATION DE L'ERG ANCIEN - PÉRIODE ARIDE PROLONGÉE

La fin du cycle humide précédent est suivie par une longue période aride dont les effets se font sentir jusqu'au 13° parallèle. En effet l'erg mort du Sud du Niger repose sur les terrasses cuirassées et sur la surface recreusée dans ces conglomérats.

Comparée à la disposition actuelle des zones climatiques où l'erg atteint son plein développement vers le 18° parallèle, cette période correspond à une avancée d'environ 400 km vers le Sud de la zone aride. Mais il n'est pas possible de préciser si ce changement provient d'une dilatation de la zone saharienne ou d'un décalage vers le Sud des isohyètes dû à l'avancée du front polaire consécutive à une glaciation européenne.

L'erg ancien élaboré à cette époque est actuellement fixé. Les dunes qui le constituent se distinguent des dunes récentes par la teinte plus rousse de leur sable. Cette teinte provient d'une pellicule d'oxyde de fer déposée autour des grains de quartz. Cette coloration n'a pu s'effectuer que postérieurement à l'élaboration des dunes, sans doute au cours d'une période suffisamment pluvieuse pour que le fer soit légèrement mobilisé et puisse précipiter autour des quartz lors de saisons sèches où l'eau, imbibant le sable, se réduit à la couche pelliculaire, elle-même susceptible de s'évaporer.

L'origine d'une part importante du matériel dunaire est sans doute à rechercher dans les sables alluviaux abandonnés à la fin de la période humide précédente.

Il n'a pas été trouvé d'industrie paléolithique sur les dunes anciennes, ce qui est peut-être une indication quant à leur âge.

d) LA GRANDE PÉRIODE LACUSTRE A DIATOMÉES - PÉRIODE HUMIDE

Les zones déprimées portent les traces de grands lacs dont les dépôts comportent d'épais bancs de diatomite appuyés sur les dunes anciennes.

Les diatomites feuilletées très pures en bancs de plusieurs mètres d'épaisseur semblent correspondre à une unité stratigraphique assez constante sur une très grande étendue où elles sont dans une situation morphologique comparable. Elles reposent sur les dunes anciennes ou, lorsque celles-ci sont absentes, sur la surface d'érosion qui les précède. Elles sont parfois recouvertes de dunes moins anciennes et recoupées par une érosion marquée par une entaille pouvant atteindre 20 à 30 m, sur laquelle nous reviendrons plus loin.

Les diatomites appartenant à cette période se rencontrent dans le Ténéré, à l'Ouest et à l'Est d'Achegour et de Fachi, dans les oasis de Bilma, Kafra, Dibella, Agadem, etc..., ainsi qu'à Termit ouest. D'autres affleurements, près de l'adras Bous notamment, sont rapportés à la même époque.

Cette très vaste extension des diatomites anciennes permet de tracer approximativement les limites d'un paléo-Tchad qui s'inscrirait dans un rectangle de près de 1 000 km de côté si l'on tient compte des renseignements donnés par les régions voisines pour ses limites sud et est (fig. 7).

Comparé à l'étendue et à la situation actuelle du lac, ce paléo-Tchad indique une période humide très importante et un décalage vers le Nord des zones climatiques d'environ 400 km par rapport à ce qu'elles sont de nos jours. Cependant, l'étude des pollens entreprise par P. QUEZEL et C. MARTINEZ (1962) indique la présence d'une flore méditerranéenne. Il est vraisemblable que la zone saharienne, après s'être dilatée au cours de la période aride précédente, s'est réduite, puis a disparu en permettant les contacts et les échanges entre les régions septentrionales et méridionales.

Il est très probable que les différentes parties du lac communiquaient lors de son extension maximum. Les buttes et les falaises étaient alors des îles, de même que la partie élevée des dunes : le lac se trouvait encombré de bancs sableux émergés qui devaient être comparables à ceux du lac actuel.

Les cotes altimétriques relevées sur les diatomites depuis le Nord du Ténéré jusqu'au Tchad actuel, semblent indiquer que le pays a subi une légère déformation postérieure au dépôt des diatomites. En effet, pour chaque région l'altitude la plus élevée des témoins de diatomite donne une limite inférieure de la cote possible du plan d'eau sous lequel elles se sont déposées. Cette altitude est de l'ordre de 400 m au-dessus du niveau de la mer dans le Ténéré, 370 m à Termit ouest et Agadem, où les diatomites, présentant de forts pendages de dépôt le long des falaises, dominent de 50 m la dépression actuelle. Au Tchad, J. BARBEAU (1958) a observé des traces laissées par la montée du niveau du lac jusqu'à une quarantaine de mètres au-dessus de sa cote actuelle, ce qui fixerait là vers 320 m l'altitude de l'ancien plan d'eau. L'enfoncement de la cuvette tchadienne depuis l'époque des diatomites serait donc de l'ordre de 100 m sur une distance de 500 km. Bien que ce chiffre paraisse faible, il correspond à une subsidence très rapide dont nous pourrions préciser la vitesse après avoir déterminé l'âge des diatomites.

On doit sans doute rapporter à la même époque certaines alluvions à graviers qui se rencontrent dans le Nord du Ténéré et à l'Est de l'Aïr, en amont des dépôts à diatomite. Ces alluvions correspondraient aux apports des oueds qui, venant du Hoggar comme le Tafassasset, alimentaient le lac du Ténéré au cours de cette période humide. Parmi les galets de ces alluvions anciennes, on note la présence de basalte dont certaines éruptions sont ainsi datées.

Vers le Sud au contraire, en s'éloignant des massifs, on ne trouve plus trace d'élément clastique au sein des diatomites. Au pied des falaises d'Agadem les diatomites, bien qu'encadrées par des éboulis, sont parfaitement pures (voir photo n° 1, pl. III). Les pentes devaient être alors couvertes de

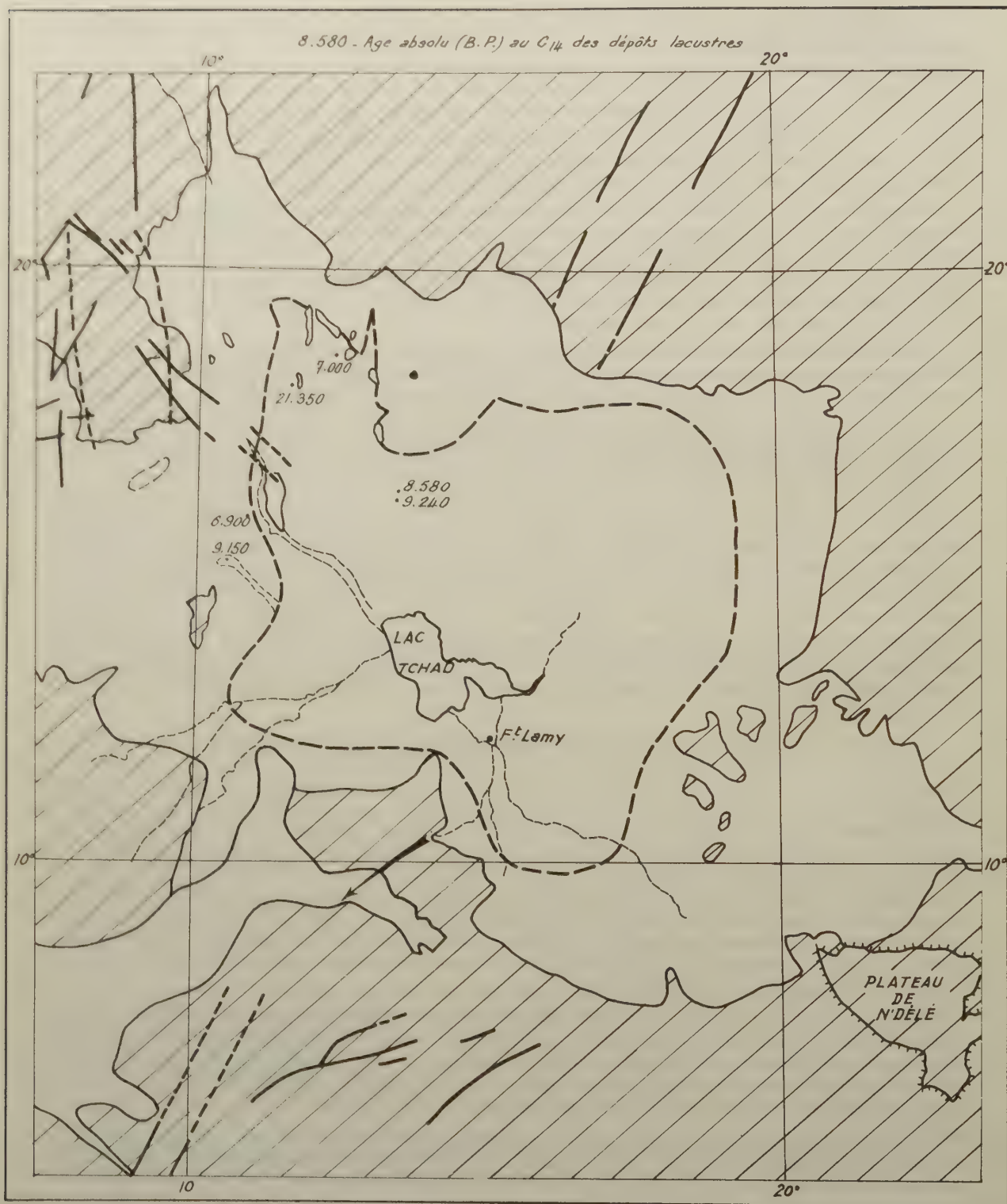


FIG. 7. — Extension maximum du Paléo-Tchad.
 ---- contours du lac Echelle : 1/10 000 000

végétation fixant les matériaux détritiques. La période se révèle correspondre à un stade biostasique parfait (H. ERHART, 1956). Les diatomites seraient le résultat du dépôt biochimique d'une phase migratrice correspondant à une altération latéritique assez intense. Les sels et le natron qui précipiteront plus tard, lors du retrait définitif des lacs, seraient une autre phase « plus migratrice » séparée grâce à sa plus grande solubilité.

Les dalles calcaires qui recouvrent souvent les diatomites, mais précèdent les dépôts salins, correspondent à une autre étape de la différenciation de la phase migratrice. On trouve là un exemple de différenciation géochimique dans le temps qui se fait dans l'ordre silice-calcaire-évaporites.

La faune de cette époque comprend des poissons (*Siluridés*, *Lates*) dont les restes sont parfois bien conservés entre les feuillets des diatomites. Les os d'*Hippopotame* trouvés à l'Ouest de Fachi appartiennent peut-être au même cycle humide, mais il n'est pas possible de l'affirmer car les fonds lacustres ont pu être réoccupés plus tard. La remarque est également valable pour une dent d'*Eléphant* trouvée près des diatomites au Sud-Est de l'adrar Bous. Les roseaux (*Phragmites*) sont nombreux, on les retrouve soit en tubes isolés, soit en empreintes, dans les dalles de calcaire lacustre, parfois associés à des *Gastéropodes*. A Termit, des *Unionidés* à test nacré conservé se trouvent à la base des dépôts lacustres.

Les diatomées de onze gisements ont été déterminées par E. MANGUIN (1). Les diatomées d'Agadem, Fachi, Termit ouest, indiquent des grands lacs riches en formes euplanctoniques (*Melosira*, *Cyclotella*, *Synedra*), dans un milieu moyennement minéralisé et à faible teneur en chlorures. Quelques espèces communes aux grands lacs de l'Afrique tropicale sont également présentes. A Fachi, on note cependant une évolution vers un stade d'étang, de même que pour les diatomites du Sud-Est de l'adrar Bous.

Les diatomées de Bouloum Gana, contemporaines de celles d'Agadem comme nous le verrons plus loin, sont constituées de formes tychoplanctoniques (propres aux étangs) avec des espèces indicatrices d'une minéralisation assez forte, avec une teneur relativement élevée en chlorures. Cela s'explique sans doute par la situation de la vallée de Bouloum Gana, légèrement en dehors du périmètre du grand lac, et qui devait se présenter comme les bahrs actuels du lac.

Tous ces éléments paléontologiques apportent une preuve du caractère tropical du climat à cette époque, qui devrait être confronté avec les données de la palynologie qui, on le sait, indiquent une origine méditerranéenne des flores du Sahara à d'autres époques, notamment au Néolithique (A. PONS et P. QUEZEL, 1956 à 1958).

L'âge de la grande période lacustre ne peut pas être donné par ces flores ou ces faunes, mais une indication nous est fournie par la situation topographique des industries humaines du Paléolithique et de l'Atérien.

Dans le Ténéré, les industries paléolithiques et atériennes, bien que moins nombreuses que les restes néolithiques, sont assez bien représentées. On remarque que les gisements paléolithiques semblent se répartir autour du lac à diatomées : notamment à Séguédine (pièces de faciès acheuléen) et à Achegour. D'autres gisements signalés par R. MAUNY et H. HUGOT (1962) viennent confirmer ce schéma.

Au contraire, la zone occupée par le lac n'a livré que des industries humaines récentes et l'absence du Paléolithique y est remarquable. Cela peut s'expliquer en admettant que le lac à diatomées est contemporain du Paléolithique ou de l'Atérien. A cette époque, les hommes n'auraient pas eu accès à la zone inondée et n'auraient laissé des traces que sur son pourtour. Et ce n'est que plus tard, au Néolithique, que la région pourra être fréquentée et habitée par l'homme.

(1) Les listes des espèces figurent dans une note en cours d'impression : H. FAURE, E. MANGUIN, R. NYDAL (1963), « Formations lacustres du Quaternaire supérieur du Niger oriental : diatomites et âges absolus ». *Bull. B.R.G.M.*, n° 3 (1963).

Age absolu des dépôts lacustres.

Sept échantillons appartenant aux dépôts de la grande période lacustre ont été datés, par la méthode du carbone radioactif, au laboratoire du professeur R. NYDAL à Trondheim (Norvège).

AGES ABSOLUS DE QUELQUES DÉPÔTS LACUSTRES DU NIGER ORIENTAL
(mesures de R. NYDAL) (1961, 1962)

N°	Situation (θ)	Nature de l'échantillon	Age absolu B.P. (+)
1359	Kafra (altitude 365 m)	Dalle calcaire à <i>Phragmites</i> , sur les diatomites (sommet de la formation lacustre)	7000 $\pm$ 100 ans
3013	SW Termit ouest (altitude 386 m)	Limon noir à diatomées (sommet de la formation, tourbière consumée)	6900 $\pm$ 150
986	Nord d'Agadem (altitude 360 m)	Diatomite feuilletée blanche (banc supérieur)	8580 $\pm$ 110
1020	NNE d'Agadem (altitude 360 m)	Diatomite argileuse (niveau situé sous le précédent)	9240 $\pm$ 130
3072	Boulloum Gana (altitude 390 m)	Diatomite grise (à 15 m de profondeur dans le puits)	9150 $\pm$ 200
1649	Sud de Fachi (altitude 390 m)	Calcaire lacustre à <i>Phragmites</i> reposant sur des diatomites	21350 $\pm$ 350
2177	Adrar Bous (altitude 700 m?)	Calcaire lacustre gris	7310 $\pm$ 120

(+) La limite d'erreur est d'une déviation standard. La période du C.14 a été prise ici de 5 570 ans. Retrancher 1950 pour obtenir les âges B.C.

(θ) Les altitudes de prélèvement sont approximatives.

Les cinq premières mesures citées, ainsi que la dernière, donnent un âge remarquablement cohérent pour des échantillons représentatifs de la partie supérieure du cycle lacustre, en des points dont l'éloignement peut être de plus de 500 km.

Les ultimes dépôts lacustres (calcaire à roseaux de Kafra reposant sur les diatomites, limons charbonneux à diatomées du Sud-Ouest de Termit) se sont effectués il y a environ 7 000 ans. Cette date fixe la fin de la grande période humide.

Les diatomites en bancs épais datées ont des âges qui s'échelonnent entre 8 580 et 9 240 ans. Elles correspondent à des niveaux affleurant ou enfouis qui ne sont sans doute pas à la base de la formation lacustre et leur âge ne peut fixer le début de la période humide, mais il indique que l'humidité était encore générale il y a neuf millénaires.

Le calcaire lacustre à roseaux de Fachi, surmontant des diatomites, a un âge beaucoup plus ancien que les cinq échantillons précédents : 21 350 ans. Il convient d'attendre d'autres observations et de nouvelles datations pour interpréter ce chiffre, mais il ne semble pas déraisonnable de l'attribuer à la même période humide dont la durée pourrait être supérieure à 15 000 ans. C'est, en effet, l'ordre de grandeur auquel on aboutit en cherchant à évaluer la durée de la période lacustre en s'appuyant sur l'épaisseur des dépôts et les vitesses de sédimentation, ou sur le fin litage des diatomites considéré comme saisonnier.

Dans l'état actuel de nos connaissances, on peut donc penser que la grande période lacustre a commencé il y a plus de 22 000 ans et s'est terminée il y a 7 000 ans. Cette époque est donc contemporaine de la partie supérieure du Paléolithique. L'industrie atérienne, abondante dans le

Nord du Ténéré, serait donc à rapporter à la fin de l'époque de la grande extension des lacs dont l'assèchement est antérieur au Néolithique.

Conséquence tectonique.

Nous avons vu que l'altitude du plan d'eau du lac se situait vers la courbe de niveau actuelle de 400 m au-dessus du niveau de la mer dans le Ténéré. Dans le Sud du Niger, en Nigeria (A. T. GROVE et R. A. PULLAN, 1961), au Cameroun et au Tchad (J. ABADIE, 1959; J. BARBEAU, 1958; J. PIAS et E. GUICHARD, 1957), le grand lac n'a pu dépasser la cote actuelle de 330 m qui, d'ailleurs, conduirait à son déversement dans la Bénoué (J. TILHO, 1925, 1928, 1947).

Cependant, les différentes parties du lac communiquaient sans doute entre elles lors de son extension maximum où les dunes anciennes étaient en partie submergées. A Agadem, notamment, les diatomites dominent le fond actuel de la cuvette de près de 60 m. Elles indiquent que la surface du lac ne laissait émerger que le sommet des dunes.

Ces remarques nous ont conduit à admettre l'hypothèse d'un enfoncement relatif de la cuvette tchadienne postérieurement aux dépôts lacustres, expliquant la déformation apparente actuelle de son ancienne surface. Il est possible, en s'appuyant sur ces données et sur l'âge absolu des dépôts, de calculer un ordre de grandeur pour la vitesse de l'enfoncement de la cuvette tchadienne. L'abaissement relatif de 70 m en 7 000 ans correspond à une subsidence de 1 m par siècle pour la fin du Quaternaire.

Ce mouvement n'a pu se maintenir d'une façon continue à une telle vitesse durant tout le Quaternaire, puisque l'épaisseur maximum de 1 000 m pour cet étage dans la région ne correspond qu'à une subsidence moyenne déjà importante de 10 cm par siècle. (On remarque là une analogie avec la subsidence de la Hollande qui, selon DE VRIES (1), était de 1 m par siècle il y a 7 000 ans, 10 cm il y a 2 000 ans, et serait de 1 cm par siècle actuellement.)

Comparé à la vitesse apparente des déformations crétacées et tertiaires étalées sur des périodes beaucoup plus longues, le mouvement récent semble encore plus accéléré. En effet, la surrection de 2 000 m du Hoggar depuis la fin du Crétacé correspond à une vitesse de 2 mm par siècle seulement. Ces remarques doivent pouvoir apporter quelques lumières sur le mécanisme des mouvements épéirogéniques. Ceux-ci seraient la résultante de saccades rapides, dont le Quaternaire supérieur nous fournit un exemple, séparées par des stades de stabilité plus grande. Ainsi les lois très générales de la subsidence (P. PRUVOST, 1930) s'appliqueraient également au bouclier africain. La continuité apparente des mouvements, négatifs dans les bassins et positifs dans les bombements, serait due à une longue succession de mouvements discontinus, mais de même sens, au cours d'un même cycle épéirogénique.

e) PÉRIODE ARIDE POSTÉRIEURE AUX DIATOMITES - ASSÈCHEMENT DES LACS, ÉBOULIS, DUNES II

Le grand lac paléo-tchadien s'est asséché au cours d'une nouvelle période antérieure au creusement des vallées qui peuvent entailler les diatomites de 20 à 30 m.

L'assèchement des lacs atériens, dont le commencement est indiqué par la salure des eaux où vivaient les diatomites, a dû se poursuivre. Certains limons salés se sont sans doute déposés vers cette époque. Cependant, il n'est pas certain que l'assèchement ait été total entre l'Atérien et le Néolithique. En effet, une ancienne tourbière consumée entre Termit ouest et Kandel Bouzou, correspondant à un dépôt de marécage, a donné un âge absolu de 4 950 ans avant J. C., c'est-à-dire

(1) Dans les régions littorales, outre la compaction des sédiments, les variations eustatiques du niveau de la mer dues à la fusion des derniers glaciers wurmiens, commencée il y a 18 000 ans, s'ajoutent à la subsidence. Voir une discussion très serrée de ces problèmes, appuyée sur 50 datations absolues, dans : S. JELGERSMA (1961). Une vitesse de subsidence, également de l'ordre de 1 m par siècle, affecterait le delta du Niger depuis 3 900 ans, d'après J. R. L. ALLEN et J. W. WELLS (1962).

du tout début du Néolithique (1). Si l'on considère que les diatomites de Boulloum Gana ont à peine 2 300 ans de plus que ce gisement, on voit que ces stades arides sont de brève durée et bien moins importants que le grand aride précédent.

Un recul de la pluviométrie est cependant probable un peu avant le Néolithique dont les vestiges reposent souvent sur du sable d'origine éolienne.

Les éboulis, dont la descente le long des falaises était totalement arrêtée au cours du dépôt des diatomites, sont remis en mouvement et viennent localement recouvrir les diatomites situées au pied et le long des falaises.

A Agadem, une coupe très instructive permet d'observer une dizaine de mètres de sable à grandes stratifications dunaires reposant sur les diatomites. La dune n'est pas récente car elle est recoupée par une vallée qui entaille également profondément les diatomites. Plusieurs zones d'éboulis sont fossilisées par la dune, qui est elle-même recouverte de blocs gréseux provenant de la falaise très proche; mais, actuellement, les éboulis n'atteignent plus ce point qui est isolé par l'action postérieure de l'érosion.

Les dunes de cette nouvelle période aride sont difficiles à distinguer des dunes anciennes du premier cycle aride lorsqu'elles n'en sont pas séparées par les diatomites. Il est probable que l'erg mort du Sud est ainsi constitué par les deux cycles dunaires. De même, ces différentes dunes sont reprises actuellement pour constituer l'erg actuel dans le Nord.

On peut conclure provisoirement que la coupe d'Agadem permet d'affirmer l'existence d'une période aride entre l'Atérien et le Néolithique, marquée par l'assèchement du grand lac, puis, localement au moins, par l'élaboration de dunes. Cependant, cette nouvelle phase sèche est considérablement moins importante que celle qui a engendré le grand erg mort du Sud et sa durée n'a pas excédé deux millénaires.

f) PHASE DE CREUSEMENT : VALLÉES DE 20 A 30 M, POSTÉRIEURES AUX DIATOMITES.
LE NÉOLITHIQUE ET LES FLUCTUATIONS CLIMATIQUES RÉCENTES.

Aux abords des massifs les diatomites se présentent généralement en lambeaux isolés, parfois recoupés par des vallées atteignant de 20 à 30 m de profondeur. A Agadem, ces vallées entaillent également les dunes II superposées aux diatomites et leur substratum sableux (dunes I). Creusées dans un matériel meuble et localisées au voisinage des reliefs, ces vallées indiquent un stade de creusement beaucoup moins important que les deux étapes indiquées précédemment. Bien que lors des pluies les oueds en suivent le parcours, ces vallées ne sont pas actuelles étant partiellement barrées par des cordons de dunes récentes.

Ce creusement correspond à la réinstallation d'une nouvelle période humide. Les dépôts contemporains de la suite de ce nouveau cycle humide comprennent sans doute les formations lacustres et les alluvions occupant les fonds des vallées et les dépressions.

Postérieur à la période aride qui a suivi l'assèchement des lacs dont les dépôts sont datés de 8 580 ans à Agadem, ce creusement doit être, dès ses premiers stades, contemporain du Néolithique ancien.

Dans le Ténéré, les Hommes de l'époque Néolithique ont laissé des traces d'une abondance surprenante au Nord du parallèle 15°30' et surtout dans des régions actuellement hyper-arides, où toute vie humaine a disparu. Ceci est une indication certaine d'une époque nettement plus humide que l'actuelle.

Les gisements néolithiques sont particulièrement faciles à localiser dans le Ténéré au sol démuné de végétation, mais ils existent également aux abords des massifs rocheux dont les blocs ont servi de support aux peintures rupestres (Aïr, adrar Madet, Fachi, Termit, Djado, etc...).

(1) Le Néolithique de l'adrar Bous est daté de $5\,140 \pm 300$ ans B.P. (G. DELIBRIAS, H. HUGOT, 1962).

Les traces d'habitat et les pièces néolithiques reposent sur les dépôts et les surfaces quaternaires que nous avons décrits antérieurement : dunes anciennes I ou II, fonds lacustres à diatomites ou fluviatiles à graviers du Ténéré. Ils sont recouverts par les dunes de l'erg actuel, notamment au Nord de Dibella, où l'on peut observer des restes de villages néolithiques recoupés et partiellement ensablés par des cordons dunaires qui s'allongent encore de nos jours.

Si l'on se réfère aux styles variés des industries parfois extraordinairement riches, il est très probable que plusieurs civilisations se sont succédé ou ont vécu en même temps en différents secteurs. Mais, dans l'état actuel des recherches, il n'est possible que d'émettre des hypothèses.

On note des industries de style « ténéréen » (M. REYGASSE, 1934) caractérisées par des haches à gorges taillées dans des quartzites ou des arkoses (H. KELLEY, 1935, 1951). Dans l'Ouest du Ténéré, depuis le Nord de l'adjar Bous jusqu'au Sud de l'Arbre, les pièces sont généralement taillées dans une roche verte à grain très fin d'aspect jaspoïde, provenant de niveaux de tufs rhyolithiques silicifiés du Pharusien de l'Est de l'Aïr (haches, burins, grattoirs, pointes de flèches, disques, etc...) (G. JOUBERT et R. VAUFREY, 1946; H. FAURE, 1960).

Les industries microlithiques de l'adjar Bous ont été datées par la méthode du carbone 14 : elles remonteraient à 3 180 ans avant J. C. (G. DELIBRIAS et H. HUGOT, 1962) et seraient sensiblement contemporaines du Néolithique de Meniet (3 450 ans avant J. C.).

Vers Bilma, Dibella et Agadem, les pointes de flèches sont taillées dans des quartzites généralement crétacées ou dans des calcédoines semblant provenir de rognons souvent présents dans les diatomites. Certaines pièces de la région d'Agadem, d'une facture très évoluée, sont sans doute assez récentes et rappellent à la fois le Prédynastique égyptien et des éléments connus en Amérique du Sud (grande pointe de flèche à encoches).

Autour du massif de Termit et jusque dans les régions au Sud d'Agadem, la matière première des haches polies est le basalte provenant de la région volcanique de Gossolorom. Cette dernière région est aussi caractérisée par des lames de quartzite taillées sur une seule face.

Les débris de poteries sont fréquents dans les « Kjokenmoddinger », qui, associés à différentes pièces et aux grandes meules, marquent l'emplacement d'anciens villages dont la densité dans le Ténéré central est comparable à celle des actuels villages de la zone soudanaise.

Tous ces éléments permettent de supposer l'existence de villages ou de campements de cultivateurs, de chasseurs et de pêcheurs dans des régions actuellement dépourvues d'eau superficielle et même profonde. Aux mêmes latitudes les peintures rupestres indiquent l'existence d'une faune confinée de nos jours dans les régions soudanaises et tropicales.

On peut donc supposer qu'à cette époque les isohyètes étaient décalées vers le Nord d'environ 500 km, cependant la pluviométrie générale était plus faible qu'au Paléolithique supérieur puisque les lacs avaient une moins grande étendue. Enfin les rapports avec les zones méditerranéennes sont encore problématiques : les pollens néolithiques du Hoggar sont nettement d'affinité septentrionale (A. PONS et P. QUÉZEL, 1958), mais les flores résiduelles des sommets du Tibesti seraient d'origine méridionale (P. BRUNEAU DE MIRÉ et P. QUÉZEL, 1959), de même que les Gastéropodes lacustres (*Melania tuberculata*) et certaines diatomées.

Depuis le Néolithique, l'assèchement de la zone saharienne est un fait certain confirmé par la disparition des points d'eau et l'extension de l'erg récent. Mais il est probable que, jusqu'à une période historique, des fluctuations climatiques admettant des stades humides se sont produites au moins dans la partie méridionale du Ténéré. En effet, des étapes de l'évolution des civilisations sont marquées par des traces d'activités humaines formant le passage entre le Néolithique et la période historique : harpons en os, pointe de lance en cuivre de la région de Taguedoufat, tumulus préislamiques de l'Est de l'Aïr et d'Alanlara (1), aiguilles de fer, villages de pierres et fortifications d'Agadem (comparables à celles de Dambanza).

(1) Une tombe préislamique de Tagerhi (Fezzan) a été datée de 1100 ± 120 ans B. P. (P. BELLAIR, 1959, *Bull. Liaison sahar., Alger*).

g) L'ERG VIF RÉCENT — PÉRIODE ARIDE ACTUELLE

Au Nord du 16° parallèle, l'erg vif du Ténéré constitue l'élément morphologique récent le plus frappant. Le sable y est moins épais que dans l'erg ancien et les dunes dépassent rarement 30 m de hauteur, mais leur extension géographique est considérable depuis le Tibesti jusqu'à l'Aïr, sur plus de 800 km.

La constitution de cet erg est récente, en majeure partie postérieure au Néolithique; les cordons poursuivent actuellement leur accroissement, qui est mesurable à l'échelle de quelques années.

Le sable qui caractérise cette formation est de teinte très claire, blanche ou jaune. Les accumulations de sable se présentent en étendues plates ou doucement ondulées, en dunes isolées en forme de bouclier passant à des barkhanes. Celles-ci peuvent être à l'origine de cordons lorsqu'une des cornes de la barkhane s'allonge, parfois sur des dizaines de kilomètres, en réunissant plusieurs dunes.

La direction générale des cordons constituant l'erg est presque parallèle aux vents dominants venant du Nord-Est. Cette direction se modifie aux abords des obstacles: ainsi, au Nord de l'Aïr, les cordons prennent une direction est-ouest venant entourer le massif. Au Sud de l'Aïr, on note des cordons nord-sud dans une zone assez étroite. Au Nord-Est de Dibella, les cordons récents ont une direction légèrement oblique par rapport aux directions des dunes anciennes auxquelles elles se superposent.

Vers le Sud, l'erg récent repose sur un substratum sableux antérieur qu'il peut remanier. Vers le Nord, au contraire, les dunes viennent directement sur le reg ou sur les roches du pourtour de l'Aïr. De ce fait l'erg actuel semble adjoindre de nouvelles étendues au domaine sableux méridional des dunes anciennes.

Ces quelques lignes sur les caractères de l'erg ne font qu'effleurer des problèmes dont le développement sortirait du cadre de ce résumé.

En même temps que se constitue l'erg, surtout au Nord du 16° parallèle, les zones méridionales sont soumises à des phénomènes différents du Nord vers le Sud, en relation avec l'augmentation de

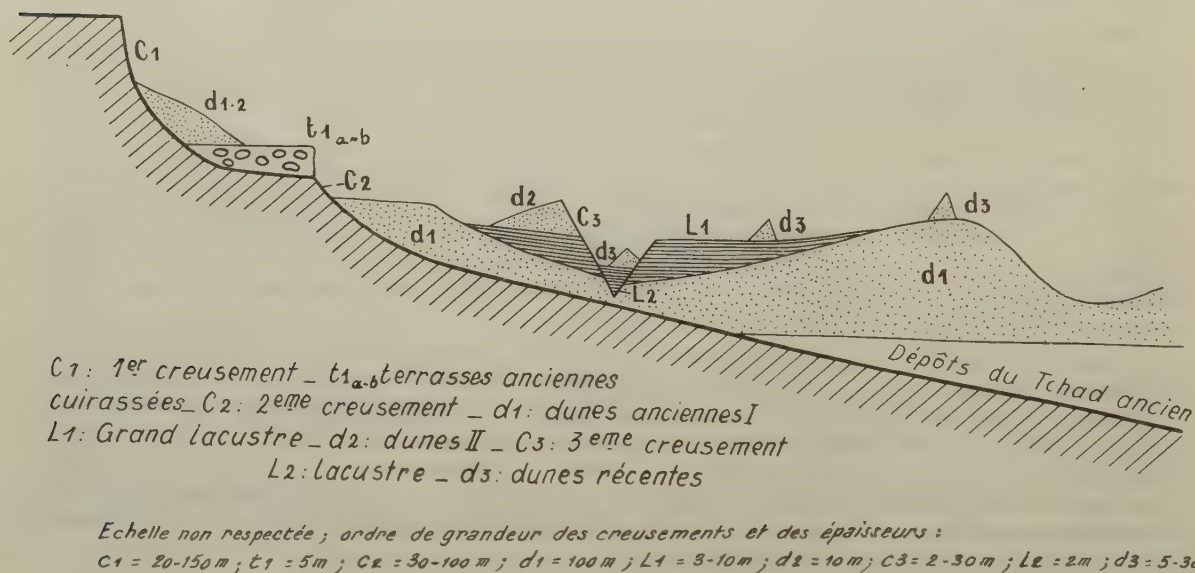


FIG. 8. — Diagramme figurant les relations entre les dépôts et les phénomènes du Quaternaire du Niger.

la pluviométrie. Il semble que les phénomènes s'ordonnent schématiquement dans le sens suivant : fixation des dunes par la végétation, dépôts éoliens de poussières très fines, cuirassement ferrugineux (vers la latitude de Zinder), dépôts salins, puis lacustres dans la région du Tchad.

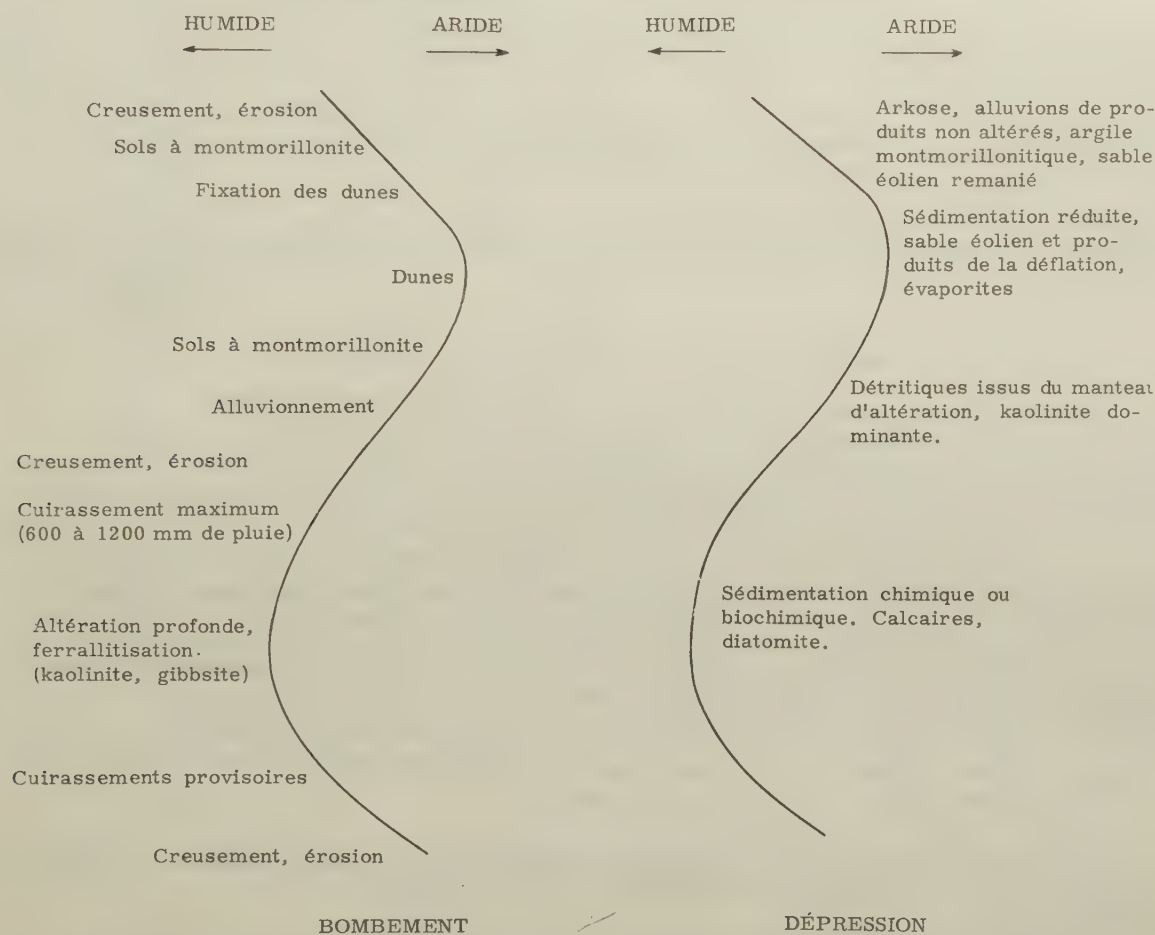


FIG. 9. — Principaux phénomènes correspondant aux phases du cycle climatique au Quaternaire (essai de climatogramme théorique).

Ces remarques nous font pressentir les difficultés des raccords à grande distance dans les phénomènes du Quaternaire basés sur des variations climatiques qui sont effectives à la fois dans le temps et dans l'espace. Mais, d'un autre côté, elles nous permettent d'avoir une idée, dans un contexte morphologique donné, de l'ordonnance des principaux phénomènes en fonction du climat : des images successives du passé nous sont fournies par l'examen des phénomènes actuels propres aux différentes latitudes. C'est ce que nous avons tenté de reconstituer d'une façon très sommaire dans l'essai de climatogramme de la figure 9 conduisant à proposer une séquence théorique des dépôts au cours d'un cycle climatique (fig. 10).

ZONE SURELEVEE	BASSIN		CLIMAT
Dunes, reg vannage	Pas de transport, sauf éolien	→ Lacune, sable éolien, évaporites possibles	ARIDE
Erosion des sols	Transport des sols	→ Détritiques altérés, (kaolin)	(passage HUMIDE
Cuirassement			ARIDE
Sols épais à kaolinite, végétation	Transport des éléments chimiques dissous et des particules fines	→ Sédimentation chimique et biochimique) (diatomites)	HUMIDE
Erosion brutale des roches saines	Transport des débris frais	→ Détritiques frais (et sable éolien remanié)	(passage ARIDE HUMIDE)
Dunes, reg, vannage	Pas de transport, sauf éolien	→ Lacune, sable éolien, évaporites possibles	ARIDE

FIG. 10. — Séquence théorique dans un bassin, comparée aux événements affectant les zones soulevées, au cours d'un cycle climatique.

TABLEAU RÉSUMANT LES CYCLES CLIMATIQUES QUATÉRNAIRES

1 ^{er} Cycle	{ Phase humide	1 ^{er} creusement (150 m), sédimentation du Tchad ancien
	{ Phase aride	Alluvionnement (hautes terrasses), cuirassement; arrêt de la sédimentation dans la cuvette du Tchad
2 ^e Cycle	{ Phase humide	2 ^e creusement (< 100 m), reprise de la sédimentation dans la cuvette du Tchad
	{ Phase aride accusée .	Erg ancien I, s'étendant également sur la cuvette
3 ^e Cycle	{ Phase humide	Grands lacs à diatomées très étendus
	{ Phase aride	Dunes II, éboulis
4 ^e Cycle et fluctuations récentes	{ Phase humide	Creusement (20 m), dépôts des fonds de vallées; Néolithique
	{ Phase aride	Erg actuel

Ce tableau schématise l'état actuel de nos connaissances stratigraphiques sur le Quaternaire du Niger oriental et peut servir à la fois de conclusion à ce bref exposé et d'hypothèse de travail.

CHAPITRE II

COMPARAISON SOMMAIRE AVEC LES RÉGIONS VOISINES

L'établissement d'une échelle stratigraphique générale (tableau, fig. 5) nous a obligé à avoir recours à des formations représentées en des points variés du Niger. En effet, en aucun lieu les dépôts n'ont été continus au cours du temps. L'échelle stratigraphique théorique, appuyée autant que possible sur des dépôts marins datés, comporte, pour cette raison, notamment en ce qui concerne le Maestrichtien et l'Eocène, des repères connus au Niger occidental.

L'examen très sommaire des traits principaux de la stratigraphie de régions voisines vient appuyer les remarques que nous avons faites précédemment au Niger oriental sur le déplacement des formations marines dans l'échelle stratigraphique. Cet examen peut être fait à l'aide de tableaux où nous avons résumé la stratigraphie de différents pays d'après les études les plus récentes. Quelques commentaires viennent souligner les principales analogies et les différences les plus frappantes entre ces régions et le Niger oriental, en insistant notamment sur la position variable des niveaux marins dans les stratigraphies locales.

A. — NIGER OCCIDENTAL, SOKOTO ET MALI

Au Niger central, la succession stratigraphique peut être comparée à celle du Damergou où le Cénomano-Turonien à faune marine repose sur le « Continental intercalaire ». Mais, en se dirigeant vers l'Ouest, des changements interviennent progressivement : le Cénomano-Turonien passe à des faciès gréseux alors que les niveaux marins se multiplient dans le Turonien supérieur et le Sénonien. V. PÉRÉBASKINE (1932) avait noté ces variations de faciès aux affleurements. J. GREIGERT (1957, 1960) a pu les confirmer par l'étude de plusieurs forages.

Au Niger occidental les formations marines sont bien représentées au Maestrichtien et à l'Eocène, alors que les niveaux les plus anciens ont un faciès gréseux continental. Vers le Sud et au Sokoto (Nigeria), le Maestrichtien marin, puis l'Eocène, disparaissent successivement et le « Continental terminal » vient reposer directement sur le Crétacé supérieur continental, puis sur le socle cristallin. (J. BRYNMOR, 1948; J. D. CARTER, 1960).

Vers le Nord-Ouest, autour de l'adras des Iforas, les premiers niveaux marins sont également d'âge maestrichtien à éocène. Le Cénomaniens et le Turonien ne semblent pas représentés dans les affleurements autrement que sous un faciès gréseux, difficile à distinguer du « Continental inter-

calaire ». (H. RADIER, 1957; R. KARPOFF, 1958). Mais à l'Ouest de cette région, le « Continental terminal » repose sur la surface altérée du Précambrien.

		Gwandu formation	Argile, grès argileux		
		Discordance			
Tertiaire	Paléocène (Eocène inf.)	Sokoto group (42 m)	{	Calcareous formation	Schistes, pélites alternant. Lit calcaire à la base : Oursins, <i>Nautilus</i> etc...
				Dangue formation	Schistes. 1 ou 2 lits calcaires à la base : Poissons, Vertébrés
Crétacé	Maestrichtien	Rima group (150 m)	{	Wurno formation (12-24 m)	Pélite et grès fin sableux gris, lité. Argile noire massive. Plantes, Lamellibranches.
				Mosasaurus shales (5-21 m)	Schistes, calcaires et pélites en lits. <i>Mosasaurus</i> , <i>Libyoceras</i> .
				Taloka formation	Pélite et grès fin sableux, gris, lités. Argile noire massive. Plantes, Lamellibranches.
		Gundumi formation (330 m)		Grès grossier argileux à S.E., arkosique; argiles. Sans fossile.	

Abréviation : S.E. : Stratification entrecroisée

FIG. 11. — Tableau stratigraphique du Crétacé-Tertiaire de la Nigeria du Nord-Ouest d'après une note sur les roches sédimentaires du Nord Sokoto par J.D. CARTER (1960).

B. — NIGERIA ORIENTALE

La géologie de la Nigeria orientale a été décrite dans les ouvrages de J.D. FALCONER (1911) et de C. RAEBURN et de B. JONES (1934). Plus récemment E.A. TAIT, J.D. CARTER, W. BARBER et G.P. JONES (1960) ont présenté une synthèse détaillée de leurs observations. Ces auteurs distinguent deux bassins, celui de la Bénoué et celui du Tchad séparés par le haut fond de Zambuk où les puissances sont réduites.

Les grès de Bima, dont la puissance varie de 100 à 3 300 m, correspondent au groupe de Tégama. La formation de Yolde faisant transition entre les grès de Bima continentaux et le Turonien inférieur marin présente de notables analogies avec la formation d'Alanlara. Le Cénomanién, dont l'extrême sommet est sans doute marin, n'a jamais livré de *Neolobites* caractéristique au Niger et au Tinnherth. Cependant, les faunes d'Ammonites sont nombreuses au Turonien inférieur et identiques à celles du Niger (Formations de Dukul). Le Turonien supérieur, puis le Sénonien inférieur et moyen, sont représentés par des séries argileuses marines totalisant 900 m d'épaisseur et de faciès comparable à la formation de l'Aschia Tinamou (Formations de Jessu, Sekule, Numanha ou formation de Pindiga, de Kanawa, de Fika). Le Maestrichtien, comme au Niger oriental, est représenté par des grès considérés comme continentaux (grès de Gombe et de Lamja). Enfin, dans le Bassin du Tchad, la formation de Kerri-Kerri semble identique aux formations d'Homodji et de Dolle. H. A. JONES (1955) y cite

QUATERNAIRE

D					D
			Grès argileux du Moyen Niger	{ Grès à ciment argileux à tubulures, teinte brun-rouge, aspect de termi- tière, en bancs réguliers sans S.E. Oolithes ferru- gineuses.	
CONTINENTAL TERMINAL—passant latéralement et vers la base					
			Complexe de base du C.T.	{ Poudingues, grès siliceux, parfois ferruginisés, S.E., arkoses, argiles kaoliniques bariolées.	
ÉOCÈNE	{	Lutétien ?	{ Schistes papyracés Marno-calcaires	Lacune et discordance vers le Sud	
		Yprésien ?	{ Calcaires et argiles		
		Paléocène ?	{ Schistes et marno-calcaires		
			(concordance)		
SÉNONIEN-DANIEN (Rima Group)	{	Marnes et grès noirs (Upper sandstones)	Crétacé		
		Argiles, calcaires, dépôts noirs à végétaux, Dinosaouriens. (<i>Mosasaurus</i> Shales)	Supérieur		
		Sable, grès fins, pélites, argiles sombres, végétaux, pyrite, gypse (Lower sandstones)	Continental (Illo Group au Sud)		
D	Précambrien Socle			D	
Abréviations : —D— : Discordance S. E. : Stratification entrecroisée C. T. : Continental terminal					

FIG. 12. — Tableau stratigraphique du Crétacé-Tertiaire du Niger sud occidental d'après la notice de la feuille Dosso de J. GREIGERT (1960).

les bancs d'oolithes ferrugineuses caractéristiques. Les flores y seraient d'affinité paléocène. Mais la discordance sur les grès du Gombe (homologue de la formation de Termit) et l'absence de l'Eocène marin, nous font penser que l'âge de la formation de Kerri-Kerri pourrait être voisin de celui du « Continental terminal » (post-Eocène moyen, Oligocène).

Les variations latérales de faciès et d'épaisseurs sont importantes. Vers l'Est, le Céno-manoturonien passe aux grès de Bima qui semblent devenir, au Cameroun, un faciès compréhensif dont les niveaux les plus hauts sont plus jeunes qu'en Nigeria.

Les études de E. A. TAIT, J. D. CARTER, W. BARBER et G. P. JONES (1960), ainsi que celles de J. H. THOMPSON (1958), indiquent des analogies importantes entre les formations de la Nigeria du Nord-Est et celles du Niger oriental. Le détail des successions confirme, en Nigeria comme au Niger, la variabilité des limites entre les faciès continentaux et marins qui occupent progressivement des niveaux stratigraphiques différents d'une région à l'autre.

Age	Bassin de la Bénoué	Crête de Zambuk	Bassin du Tchad	Niger est
Quaternaire		Formation du Tchad (0-130 m)		F. du Tchad
Paléocène		Formation de Kerri-Kerri (+ 200 m)		F. de Dolle (+ 70 m) (post-Eocène)
Maestrichtien	Grès de Lamja (+50 m)	Grès de Gombe (300 m)		F. de Termit (300 m)
Campanien	Shale de Numanha (200-300 m)	F. de Pindiga (210 m)	Shale de Fika (+100 m)	F. Aschia Tinamou (300 m)
Santonien	F. de Sekule (300 m)		F. de Gongila (400 m)	F. de Zoo Baba (100 m)
Coniacien				
Turonien	sup. F. de Jessu (300 m)	F. de Yolde (100-300 m)		F. d'Alanlara (200m)
	inf. F. de Dukul (100 m)			
Cénomanién	F. de Yolde (± 150 m)			
Albien	Grès de Bima (3 300 m)	Grès de Bima (100 - 1 000 m)	Grès de Bima (+ 300 m)	Groupe du Tégama (0-700 m)
Précambrien	Complexe de base			

Abréviations : F = Formation D = Discordance

FIG. 13. — Succession stratigraphique de la Nigeria du Nord-Est d'après TAIT, CARTER, BARBER, JONES (1960) modifié comparée à la succession stratigraphique du Niger est.

En Nigeria du Sud, des couches marines apparaissent progressivement à des niveaux stratigraphiques de plus en plus bas. L'Albien à faune marine est connu. Le Cénomanién marin existe à Odukpiani, mais sa faune ne comporte que peu d'espèces d'Ammonites communes avec le Niger.

C. — TINRHERT

L'Albien marin, dans le Nord saharién, passe vers le Sud à une importante série détritique. Le Cénomanién et le Turonien marins fossilifères se suivent vers le Sud jusqu'à la falaise d'érosion du Tinrhert et les faunes y sont les mêmes jusqu'au Niger (J. ROCHE, 1880; A. F. de LAPPARENT et E. BASSE, 1948; M. COLLIGNON, 1957, J. P. LEFRANC, 1959, etc...). Le Sénonien marin, puis l'Eocène, surmontent cet ensemble qui totalise plus de 400 m d'épaisseur dans le Tinrhert central (G. BUSSON, 1960) et atteint une puissance bien plus considérable en Tripolitaine (MULLER-FEUGA, 1954).

La disparition du Sénonien marin à l'Ouest se fait vers le 3^e méridien est et non pas en direction du Hoggar. En outre, G. BUSSON (1960) note que « les lignes isopiques du Crétacé supérieur sont obliques par rapport à la limite Berbérie-Sahara ». Vers l'Est, le Crétacé marin se trouve directement sur le Paléozoïque (R. MULLER-FEUGA, 1954). Au contraire, la limite sud, malgré des variations de faciès, est une limite d'érosion et les témoins les plus méridionaux d'Amguid (C. KILIAN, 1930) sont peut-être en position synclinale ou effondrée (P. BIROT et J. DRESCH, 1955; P. CLARACQ et P. DURIEF, 1958). Ils ne fixent pas, semble-t-il, la limite des transgressions crétacées qui, en revanche, sont localisées vers l'Ouest et vers l'Est.

CONCLUSION

RÉPARTITION DES FACIÈS DANS LE TEMPS ET DANS L'ESPACE

Les remarques suggérées par la comparaison des échelles lithostratigraphiques du Niger oriental sont heureusement complétées et confirmées par la vue plus étendue que nous donne un bref aperçu sur les régions voisines.

Du point de vue lithologique, en simplifiant à l'extrême, deux groupes de faciès opposés s'affrontent : les termes détritiques généralement grossiers à fossiles continentaux et les termes silteux, argileux ou calcaires à faune marine.

Le schéma général d'un Crétacé inférieur continental surmonté du Crétacé supérieur marin, suivi d'une nouvelle série continentale, correspond à une image très sommaire de la réalité. En fait, des changements progressifs, mais considérables, s'effectuent dans le détail de la répartition des faciès d'une région à une autre. Les variations apparaissent en suivant pas à pas les changements mineurs mais continus dans la lithologie des successions stratigraphiques locales. Ces modifications semblent s'ordonner suivant des grandes lignes cohérentes, mais indépendantes des éléments majeurs de la structure actuelle.

Ainsi, les séries marines localisées à la base du Crétacé supérieur, dans l'Est du Niger et de la Nigeria, se déplacent progressivement vers le sommet du Crétacé supérieur, puis dans l'Eocène, dans la partie occidentale de ces pays. Les niveaux continentaux présentent une répartition inverse.

Les fluctuations du domaine marin se font en même temps que le déplacement de l'aire émergée. Ni l'un ni l'autre ne semblent permanents dans leur localisation au cours du temps. En particulier, la répartition actuelle des bombements et des bassins ne correspond pas systématiquement à des traits morphologiques du passé : la cuvette du Tchad subsidente au Quaternaire était une zone surélevée à l'Eocène ; le massif de l'Aïr était certainement partiellement enfoui au Crétacé inférieur et peut-être supérieur.

A une échelle plus petite encore on remarque que les changements de faciès ne se font nullement d'une façon centrifuge autour du massif central saharien, mais obliquement, sinon perpendiculairement aux limites actuelles de ce bombement récent. L'ampleur de l'érosion sur les domaines en relief est considérable et enlève une quantité de matériaux dont on peut se faire une idée en estimant les volumes sédimentés sur de très grandes surfaces.

Cependant, à travers ces aires lentement mobiles, quelques traits permanents se maintiennent : ce sont notamment les grandes fractures, les fosses et les horsts associés. Mais les rejeux multiples de ces accidents peuvent eux-mêmes se faire dans des sens opposés.

En résumé, on peut dire qu'un trait fondamental semble se dégager de ces remarques : c'est

la mobilité des zones de sédimentation, au moins depuis le Crétacé, dans l'ensemble du vaste bassin sédimentaire recouvrant la partie centrale de la plate-forme africaine nord équatoriale.

Le grand cycle des dépôts (continental inférieur, marin, continental supérieur) est un fait général qui se retrouve en de nombreux points à des époques progressivement variables. De multiples cycles mineurs s'inscrivent au sein du cycle principal, notamment aux limites des formations. Ils traduisent, l'un, le lent passage d'une grande onde épéirogénique, les autres, des variations climatiques ou des saccades tectoniques de plus courte durée.

DEUXIÈME PARTIE

INTERPRÉTATIONS

CHAPITRE I

GÉNÉRALITÉS SUR LE CYCLE SÉDIMENTAIRE ET SON CADRE GÉOGRAPHIQUE

A partir du résumé stratigraphique que nous avons donné, il est possible de chercher à reconstituer des images des différents paysages qui se sont succédé au Niger oriental depuis le début des temps crétacés.

Cette interprétation, qui se fait à partir de l'observation des dépôts et de leurs relations, doit être appuyée sur un certain nombre de considérations théoriques dont il est utile de préciser les grandes lignes.

Nous rappellerons donc brièvement les étapes du cycle sédimentaire qui aboutissent aux successions de dépôts; puis, nous confronterons les interprétations qui peuvent être données de ces séries sédimentaires avant de chercher à les replacer dans leur cadre, que définissent les domaines de la sédimentation, de l'altération et de l'érosion.

A. — LE CYCLE SÉDIMENTAIRE

Le cycle sédimentaire, dont l'image s'impose par l'étude des bassins crétacés du Niger, est un cycle réduit si on le compare au cycle général complet qui implique érosion-sédimentation-métamorphisme-orogénèse.

En effet, la hauteur des massifs érodés et les épaisseurs totales des sédiments déposés n'excèdent pas quelques milliers de mètres au cours de ce cycle, qui se limite aux étapes principales suivantes : altération-érosion-sédimentation contrôlées en premier lieu par les soulèvements et les enfoncements épéirogéniques. Ceux-ci, à l'inverse des mouvements orogéniques qui agissent dans les géosynclinaux, ont une vaste extension géographique, mais une amplitude moindre pour une période de temps comparable.

1. Les étapes du cycle sédimentaire

Les principales étapes qui, de la glyptogénèse à la sédimentation, jalonnent l'histoire des matériaux variés participant au cycle sédimentaire sont les suivantes :

a) L'ALTÉRATION

Les matériaux des continents exondés peuvent subir des transformations qui préparent leur destruction. Il s'agit généralement d'actions chimiques, largement sous l'influence du climat, de la morphologie locale et des conditions de drainage, qui conduisent à lessiver, éventuellement à concentrer, certains éléments chimiques. Cette action aboutit à des réarrangements minéralogiques n'impliquant que la partie superficielle des terrains : les sols et une zone d'altération qui, dans les cas extrêmes, atteint quelques dizaines de mètres et, exceptionnellement, quelques centaines de mètres.

Le résultat global d'une altération s'étendant sur un temps assez long est la séparation d'une phase « insoluble » non déplacée, abandonnée sous forme de roches résiduelles, et d'une phase « migratrice » emportée par les eaux vers le bassin où celles-ci aboutissent (H. ERHART, 1956).

Encore doit-on distinguer une phase migratrice « rapide » dont le transport se fait « instantanément » à la vitesse de l'écoulement des eaux superficielles ou de percolation, et une phase migratrice « lente » comportant des éléments dont la solubilité, variable en fonction de multiples conditions, implique des précipitations et des dissolutions répétées qui en ralentissent la migration et peuvent même l'arrêter fort longtemps.

b) L'ÉROSION

Les roches, saines ou déjà altérées, peuvent, lorsque les conditions topographiques et la pluviométrie le permettent, subir l'effet de l'érosion. Celle-ci comporte le déplacement mécanique de particules plus ou moins volumineuses de matériaux enlevés aux zones hautes et dirigés vers les zones basses.

Le résultat de l'érosion est donc d'enlever une partie plus ou moins importante des masses émergées en fournissant une phase détritique équivalente aux bassins d'accumulation. Ce déplacement n'est pas instantané. Il se fait par étapes progressives dont l'exemple peut être illustré par l'image des terrasses quaternaires où est provisoirement immobilisé un stock non négligeable de détritique poursuivant lentement sa progression vers le bassin.

c) LE TRANSPORT

Le transport est le mécanisme transitoire nécessaire qui relie les aires d'érosion et d'altération au bassin de sédimentation. L'eau en est l'agent principal, la pesanteur la cause indispensable.

Suivant leur taille et leur nature, les particules peuvent être transportées en solution ou en éléments pondérables.

Au cours du transport, la différenciation des matériaux issus de l'altération et de l'érosion s'accroît. Les éléments détritiques peuvent subir un classement. Leur cheminement est plus lent que celui de la phase soluble qui est « instantanément » transportée dans le bassin. Par contre, la phase à migration lente, retenue dans des accumulations plus ou moins fugaces à l'échelle géologique, peut avoir une vitesse de transport très variable qui peut conduire à son arrivée dans le bassin à un moment quelconque.

Le transport peut se poursuivre sous le niveau du plan d'eau du bassin en fonction des courants déplaçant les éléments détritiques dispersés ou en coulées turbides. Pour certains éléments chimiques dissous ou dispersés, l'arrivée dans un milieu différent peut entraîner la précipitation ou la floculation qui met fin au transport libre et peut être la cause d'un mélange de phases différentes.

d) LA SÉDIMENTATION

La sédimentation intervient lorsque cesse le déplacement des phases transportées. Il faut distinguer les arrêts provisoires de matériaux destinés à être remis en mouvement et la sédimentation définitive, dont l'agencement seul reste fixé dans les couches déposées.

La sédimentation de la phase détritique est essentiellement fonction des conditions hydrodynamiques qui peuvent expliquer un classement latéral dimensionnel des particules.

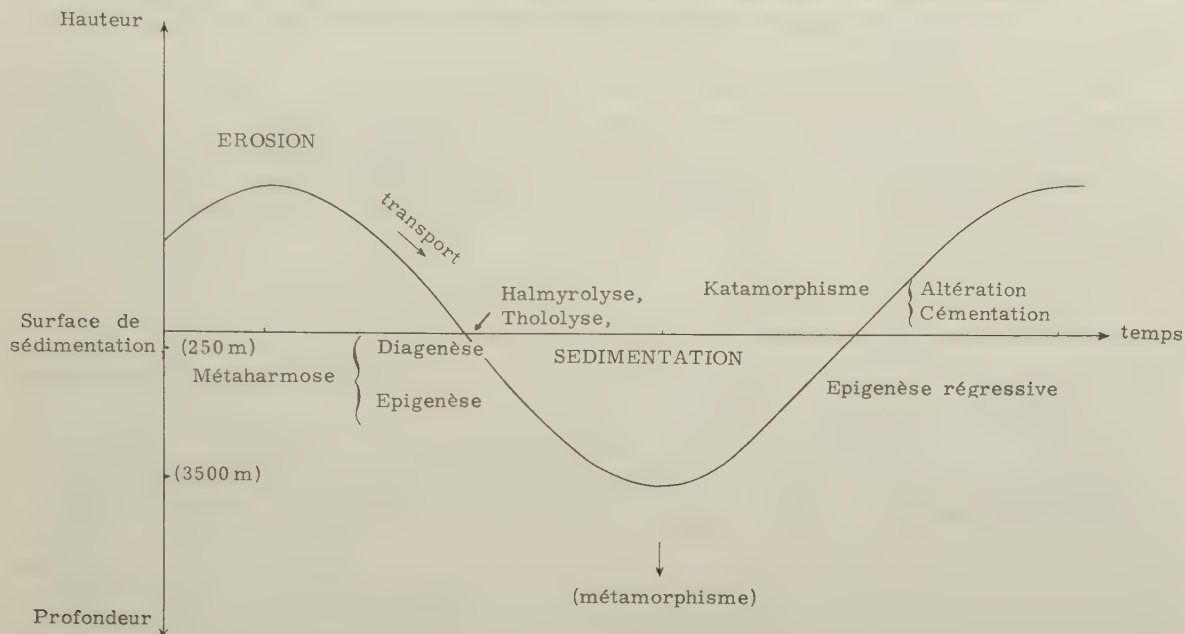


FIG. 14. — Mode de représentation du cycle sédimentaire (chronodiagramme).

La sédimentation des éléments extrêmement fins, comme les argiles détritiques, est fonction de conditions plus complexes qui font intervenir des propriétés électriques des micelles et de l'eau. Ces phénomènes interfèrent partiellement avec la précipitation chimique d'éléments adsorbés. Ce stade complexe de l'halmyrolyse est influencé par le milieu physico-chimique et biochimique du bassin (pH, Eh, concentration, sorption, température, pression, etc...). Ces facteurs influencent également la précipitation purement chimique, et peuvent déterminer la nature des minéraux de néoformation, en fonction des éléments disponibles.

e) LA DIAGENÈSE

La diagenèse intervient après le dépôt des sédiments; elle comprend la compaction et parfois la cimentation des matériaux. La phase chimique préalablement précipitée peut subir des transformations plus ou moins importantes en relation avec le changement de milieu physicochimique et biochimique qui entraîne souvent la formation d'un milieu plus réducteur que celui de l'élément liquide superposé. Cette phase comprend donc, outre la lithification, l'authigénèse, la différenciation (redistribution des constituants mineurs en ségrégations d'après L. BUBENICEK (1960)), et la métasomatose diagénétique.

On limite généralement la diagenèse aux transformations affectant les sédiments meubles avant leur consolidation qui ouvre le stade de l'épigenèse. L'épaisseur de la zone affectée par la diagenèse est alors de quelques mètres à plus de 250 m, la zone de l'épigenèse pouvant dépasser 3,5 km de puissance d'après M. N. STRAKHOV (1957). La diagenèse doit donc s'étendre sur une période de temps très longue indiquée par la grande épaisseur fréquente des vases sous-marines imprégnées d'eau (J. BOURCART, 1957, etc...).

f) L'ÉPIGÉNÈSE

L'épigenèse comprend l'ensemble des processus modifiant les roches consolidées après la diagenèse et avant l'altération ou le métamorphisme.

Les temps extrêmement longs pendant lesquels l'épigenèse peut agir, conduisent à des transformations qui peuvent ne pas être négligeables même à l'échelle de la formation.

Le rôle de la circulation de l'eau est essentiel au cours de ce stade. Il semblerait donc que les modifications épigénétiques doivent s'accroître après le soulèvement des anciens bassins sédimentaires qui permet l'établissement d'un régime d'écoulement des nappes d'eau au sein des terrains.

2. Conclusion : Rôle du cycle sédimentaire

Glyptogénèse et sédimentation sont deux phénomènes intimement liés qui aboutissent au transfert des matériaux des zones émergées vers les bassins.

Au cours de cette histoire, les matériaux originels peuvent se trouver mélangés, parfois même homogénéisés dans certains dépôts, mais le plus souvent chaque étape apporte un nouvel élément de différenciation. Ainsi, le résultat de la sédimentation est-il généralement caractérisé par une alternance de termes variés qui doit s'expliquer en fonction de l'histoire géologique du continent et des mers.

Parmi les mécanismes qui aboutissent à une différenciation sédimentaire, il faut faire une place importante à la vitesse moyenne de transport des éléments ou des particules, c'est-à-dire aux temps différents pendant lesquels les divers éléments, soustraits au continent, cheminent vers le bassin avant de s'y fixer.

Notre étude nous conduit à insister sur le fait suivant, en précisant le mécanisme :

Cette vitesse moyenne comprend, outre la durée du transport sous une forme mobile, le temps pendant lequel certains éléments peuvent être provisoirement maintenus en solution ou immobilisés, donc mis en réserve pour être livrés à la sédimentation avec un retard notable par rapport à d'autres fractions.

Cette mise en réserve peut avoir des causes variées et se faire sous des formes très diverses. Ainsi, les détritiques peuvent être stockés dans des alluvionnements provisoirement soustraits au transport. La phase chimique la plus soluble peut rester fort longtemps à l'état dissous sans participer à la sédimentation. Des phases à migration lente peuvent être fixées dans des entités pédologiques, comme des cuirasses ou des croûtes, dont la vie est plus ou moins fugace à l'échelle géologique.

Les multiples causes de la différenciation sédimentaire sont responsables de la séparation des phases dans les roches. Elles peuvent aussi avoir pour résultat des associations plus ou moins fortuites dues à l'arrivée simultanée dans le bassin d'éléments cheminant par des voies différentes.

La multiplicité des facteurs en jeu et la complexité des combinaisons possibles rendent délicat le travail de l'interprétation des successions lithologiques naturelles (1).

(1) On a tenté d'illustrer cette remarque par un exemple donné en annexe portant sur le cas des oolites ferrugineuses (p. 472-496).

B. — INTERPRÉTATION DES SUCCESSIONS LITHOLOGIQUES

Un terme lithologique isolé admet une interprétation génétique propre qui peut varier profondément en fonction des termes qui l'encadrent. Plus que la géographie statique, c'est l'évolution de l'environnement qui peut livrer la signification des faciès.

En effet, l'histoire géologique d'une région est une suite de paysages qui s'enchaînent logiquement et héritent chacun d'un contexte préexistant qui influence leur caractère propre. De même les roches issues de cet enchaînement offriront une succession de termes liés entre eux, dans leur origine.

L'exemple classique que l'on peut rappeler est celui des deux types de successions que G. MILLOT (1957) a confrontées et replacées dans leurs cadres respectifs. L'une est d'origine climatique (H. ERHART, 1956). L'autre a une cause tectonique (V. M. GOLDSCHMIDT, 1937; A. LOMBARD, 1957). Dans la nature, bien souvent, ces deux types ne s'opposent pas toujours mais se superposent.

De son côté, G. LIENHARD (1961) a récemment proposé le terme d'enallaxie pour désigner l'alternance de termes détritiques altérés et frais. Cette notion semble fructueuse, non seulement à l'échelle du banc, mais parfois à l'échelle de la formation. Ainsi, au Niger oriental, les détritiques du groupe du Tégama sont peu altérés; ils précèdent le Crétacé marin riche en dépôts chimiques, lui-même suivi du Crétacé terminal et du Tertiaire à détritiques altérés. L'ensemble constitue en quelque sorte un gigantesque terme enallactique.

Deux exemples de cycles sédimentaires théoriques complets vont nous aider à comprendre le sens différent que peut avoir une même roche suivant son contexte. Ils nous permettent également d'avoir deux schémas simples à notre disposition, pouvant servir de terme de comparaison auquel on peut se référer simultanément.

1. *Le cycle climatique idéal et sa séquence sédimentaire*

Précisant des idées qui nous sont déjà familières par la lecture des œuvres de J. DE LAPPARENT, et de G. MILLOT notamment, H. ERHART (1956) a exposé très clairement sa théorie bio-rhexistasique qui insiste sur l'importance des sols dans la genèse des roches sédimentaires. Cette théorie a des applications très fructueuses dans l'interprétation des séquences des bassins sédimentaires africains (H. RADIER, 1957; M. SLANSKY, 1959; P. ELOUARD, 1959).

En considérant un cycle climatique idéal complet débutant par une période parfaitement aride, passant par un stade de très grande humidité et se refermant sur un retour à une sécheresse totale, on peut imaginer la succession des dépôts contemporains dans un bassin. Nous nous inspirons pour cela, à la fois des idées de H. ERHART (1956) et de l'ensemble de nos observations au Niger portant sur les terrains anciens, mais aussi sur les dépôts du Quaternaire, qui offre l'exemple de conditions climatiques successives de caractère bien tranché.

a) Au moment de L'ARIDITÉ PARFAITE l'absence d'eau limite les transports : il y a lacune dans le bassin, avec éventuellement des dunes, parfois des évaporites provenant de l'assèchement d'anciennes étendues d'eau. Dans les océans, dont le milieu est d'une constance remarquable, la sédimentation détritique est également arrêtée, mais il ne doit pas y avoir de grande modification dans les dépôts chimiques s'il s'en effectue. Il est possible qu'une température élevée y favorise la précipitation du calcaire dans les zones peu profondes; par contre un climat sec et froid limite les dépôts carbonatés.

Mais l'aridité parfaite est rarement atteinte et les orages brutaux qui caractérisent les régions sahariennes peuvent provoquer un transport discontinu de matériaux hétérogènes très peu altérés. Ce transport s'effectue sur une courte distance et n'atteint pas le cœur des bassins. Seuls les pieds-de-monts sont encombrés par des épendages localisés.

b) LE PASSAGE DU STADE ARIDE AU STADE HUMIDE est marqué par une érosion brutale et le transport des débris frais qui se sédimentent, avec parfois des sables éoliens remaniés. Les *matériaux inaltérés* préparés au cours du stade aride sont, en effet, mis en mouvement et transportés de plus en plus loin.

La fin de cette période transitoire peut voir le dépôt de matériaux ayant subi un début d'altération qui *surmontent* ici les matériaux frais.

c) LA PÉRIODE DE GRANDE HUMIDITÉ conduit à l'établissement d'une végétation luxuriante fixant les sols épais. L'image en est fournie par la biostasie de H. ERHART, au cours de laquelle seule une phase migratrice soluble alimente une *sédimentation chimique ou biochimique* : calcaire, attapulгите, diatomite en sont des témoins. Mais la sédimentation des éléments de la phase migratrice peut être différée et n'est pas obligatoirement contemporaine de l'altération. Des décalages peuvent exister pour des causes variées. Des phases à migration lente, comme le fer (H. FAURE, 1962), ou des éléments *mis en réserve* en solution dans les eaux ou en entités pédologiques (comme les croûtes calcaires et les cuirasses ferrugineuses) montrent que le problème peut être complexe dans le détail de ses processus au cours du temps.

D'un autre côté, la biostasie n'est sans doute jamais parfaite. Une part non négligeable de matériaux détritiques est transportée malgré la protection de la forêt, si l'on en juge par l'examen de la répartition quantitative actuelle de l'érosion sur les continents. La carte de l'érosion normale du globe donnée par F. FOURNIER (1958) indique que les zones équatoriales, bien qu'un peu moins attaquées que les zones tropicales humides, sont parmi les régions subissant l'érosion la plus intense. L'étude comparée des chiffres de l'érosion chimique ou des matériaux dissous transportés par les rivières (N. LENEUF, 1959, M. G. ENIKEFF, 1939), et de l'érosion mécanique et des débris solides des fleuves (F. FOURNIER, 1958, G. DEKKER, 1961, TOUCHEBEUF DE LUSSIGNY, 1961, etc...) semble indiquer que l'érosion mécanique enlève au moins 10 à 40 fois plus de matériaux aux continents que l'altération.

Ceci indique peut-être que les régions équatoriales de l'époque actuelle ne donnent pas une image fidèle de la biostasie idéale. Mais il est certainement aussi nécessaire de nuancer l'image parfaite que l'on se fait de la biostasie. Les fleuves, même typiquement équatoriaux, ont d'immenses bassins versants s'étendant sur des zones climatiques et morphologiques relativement variées. Ils apportent, à côté de la phase migratrice, une phase détritique qui n'est sans doute jamais négligeable. La sédimentation purement chimique impliquerait donc l'intervention d'autres facteurs que le climat et notamment un classement latéral des matériaux dans les bassins.

Ces réserves une fois posées, on peut admettre qu'une région aux reliefs atténués et couverte de végétation, soumise à une profonde altération en période chaude et humide, libère une phase chimique importante qui peut être la source d'une sédimentation chimique active dans les parties favorables d'un bassin de sédimentation. Une sédimentation détritique contemporaine est toutefois possible en bordure du bassin et explique les changements latéraux de faciès constatés.

d) LE PASSAGE DU STADE HUMIDE AU STADE ARIDE est marqué par la rhexistasie d'ERHART. L'érosion, facilitée par la disparition du couvert forestier, enlève les sols et le manteau d'altération qui livrent à la sédimentation un *matériel détritique altéré*. Ces matériaux kaoliniques et sidérolithiques peuvent être suivis de matériaux frais si les roches saines sont à leur tour attaquées (post-rhexistasie). Les arkoses surmontent alors les matériaux altérés et permettent de distinguer le passage humide-aride du passage inverse.

Au fur et à mesure que la sécheresse s'installe, la sédimentation détritique se ralentit et peut conduire à une lacune des dépôts qui marque la fin du cycle sédimentaire d'origine climatique.

CONCLUSION : séquence sédimentaire d'origine climatique

La séquence sédimentaire correspondant aux dépôts successifs effectués dans la partie moyenne d'un bassin au cours d'un cycle climatique idéal serait donc la suivante, dans le temps :

Lacune; sable éolien
Détritiques frais : arkose, conglomérat
Détritiques partiellement altérés, montmorillonite de sols de steppe
Détritiques altérés à kaolinite
Chimiques : calcaire, attapulgite, silice, diatomite
Détritiques altérés : kaolinite, sidérolithique
Détritiques partiellement altérés, érosion de la zone profonde des manteaux d'altération,
ou des sols de savane (montmorillonite)
Détritiques frais : arkose
Lacune; sable éolien

On remarque que cette succession est imparfaitement symétrique de part et d'autre des dépôts chimiques.

La durée relative des différents stades conduit aux épaisseurs respectives, ou à l'absence possible, d'un ou plusieurs termes de la séquence.

On peut concevoir différentes échelles de durée pour le cycle climatique : saisonnier, il entraîne des dépôts millimétriques alternants, de quelques millénaires (comme au Quaternaire supérieur ou au cours de certains dépôts charbonniers); son action se traduit à l'échelle du banc. Enfin, dans certains cas des cycles majeurs de longue durée se marquent dans les formations ou les groupes de formations.

La superposition de cycles de différentes grandeurs avec des stades de durée inégale peuvent entraîner la complexité des successions naturelles observées. Des cycles incomplets ou inachevés, des variations climatiques brutales, conduisent aux successions les plus diverses qui, cependant, doivent pouvoir s'interpréter à partir du schéma théorique.

De plus, la situation du point considéré dans le bassin et l'étendue de ce bassin ont une influence sur la nature et l'agencement des dépôts qui ne peut être négligée.

2. Le cycle tectonique idéal et sa séquence sédimentaire

Les notions classiques de la stratigraphie mettent en évidence l'existence d'une succession théorique des dépôts des plus gros aux plus fins. Correspondant au classement latéral des éléments dans un bassin, cette séquence, appelée série virtuelle générale par A. LOMBARD (1956), peut figurer le résultat du passage d'une transgression, lorsque les termes sont disposés sur une même verticale.

La succession des termes détritiques ne pose pas de problème majeur : fonction de conditions purement mécaniques, les dépôts se font sensiblement dans l'ordre inverse du diamètre des particules. L'ordre du dépôt des micelles et des phases chimiques, au contraire, peut être discuté, car des processus physico-chimiques et biochimiques interviennent dans leur précipitation. La différenciation géochimique des éléments dans les eaux, en s'éloignant du littoral, permet de justifier, dans certains cas, la position relative des dépôts chimiques. Ainsi M. SLANSKY (1959), puis G. MILLOT, P. ELOUARD, J. LUCAS et M. SLANSKY (1960), ont pu mettre en évidence une séquence montmorillonite-attapulgite-sépiolite au sein des dépôts chimiques.

D'autres termes lithologiques trouvent difficilement leur place dans ce schéma idéal. On peut citer les évaporites qui exigent, pour se déposer, l'évaporation de l'eau dans un bassin isolé. De

même le calcaire, le fer, le phosphate, etc... demandent des conditions qui ne sont pas uniquement en relation avec la distance du rivage, mais aussi fonction du milieu biochimique du continent et de la mer, des courants et de la température de l'eau, ou de dispositions géographiques particulières.

Ces réserves étant faites, on peut résumer la séquence sédimentaire correspondant à un cycle tectonique fermé par les termes suivants :

Conglomérat
Sable
Silt
Argiles détritiques
Chimiques (calcaire, montmorillonite, attapulgite, sépiolite)
Argiles détritiques
Silt
Sable
Conglomérat

Ce cycle de dépôt est en relation avec l'évolution topographique et morphologique du continent. Il est contrôlé par les mouvements tectoniques orogéniques ou épéirogéniques. A la surélévation du continent, correspond un enfoncement du domaine de sédimentation qui favorise la superposition des dépôts.

Plusieurs échelles peuvent être considérées pour étudier les séquences sédimentaires. Valables à l'échelle du banc, elles se retrouvent aussi à l'échelle de la formation ou du groupe de formations. C'est cette dernière optique que nous envisagerons plus loin, en cherchant à replacer la séquence dans son cadre qui est le bassin de sédimentation opposé au continent érodé.

Dans les zones orogéniques où les plissements localisés sont intenses, le cycle sédimentaire est souvent limité à une succession de séries positives correspondant aux phases des paroxysmes tectoniques. Dans les bassins intracratoniques déterminés par les lents mouvements épéirogéniques affectant les boucliers, il n'en est pas de même. Au lent mouvement d'enfoncement qui dirige la séquence positive, fait suite un mouvement de sens inverse, sensiblement équivalent en durée et en étendue, responsable d'une séquence négative qui termine le cycle sédimentaire.

Pour cette raison, nous avons choisi l'exemple d'un cycle théorique complet, qui s'applique mieux au cas des grands bassins africains que nous étudions et où on remarque que les dépôts chimiques sont encadrés par des formations détritiques dont l'importance est comparable.

Ajoutons encore que le cycle tectonique peut se poursuivre par le soulèvement des anciens dépôts qui, acquis au domaine continental en relief, deviennent la proie de l'altération, puis de l'érosion. Celle-ci peut faire disparaître l'édifice des dépôts. Les traces de ce stade sont cependant parfois accessibles par l'étude des surfaces de discordance et des roches résiduelles.

Enfin, si la continuité des grands mouvements épéirogéniques est attestée par l'épaisseur des dépôts et la durée de leur mise en place dans les bassins, la discontinuité dans le détail de ces déformations est prouvée par l'existence des bancs séparés par des joints. Subsidence et surrection se font par saccades (P. PRUVOST, 1930, M. DREYFUSS, 1953) dont la durée n'est que de quelques millénaires chacune et que l'étude du Quaternaire récent permet peut-être de saisir.

3. Opposition et coïncidence des deux cycles idéaux

L'un comme l'autre des deux cycles théoriques dont nous venons d'esquisser les grandes lignes définissent une image simplifiée de phénomènes qui, dans la nature, sont complexes. Les deux optiques adoptées successivement correspondent à des faits qui sont généralement simultanés et intimement liés.

G. MILLOT (1957) a déjà noté que les étapes des deux demi-cycles qu'il compare, correspondent à des faciès différents propres à chaque cycle, avec cependant des convergences possibles. De son côté, M. SLANSKY (1959) a souligné comment la biostasie, s'installant sur des reliefs atténués, additionne ses effets à ceux de la transgression qui accompagne les périodes où la partie émergée de la lithosphère a un volume minimum (A. RIVIÈRE, 1955).

Il est peu probable que les étapes du cycle climatique se superposent exactement à celles de faciès analogue du cycle épéirogénique. Cependant, l'Eocène semble bien donner un exemple de cette coïncidence d'une période tectoniquement calme et d'un climat chaud et humide. Et cette coïncidence est à l'origine de roches particulières, dont les relations sont semblables de l'Oural au Niger : sédimentation chimique : calcaire et attapulgitite opposés à des bauxites résiduelles et suivis d'oolithe ferrugineuse apparaissant en retard au cours du stade détritique suivant (1).

Cependant la règle générale est sans doute une indépendance entre les étapes des cycles climatiques et tectoniques dont les effets s'additionnent ou se soustraient. Il y a rivalité des mécanismes (G. MILLOT, 1957). Il apparaît, en particulier, qu'un seul mécanisme est insuffisant pour expliquer la complexité des dépôts sédimentaires que nous observons. En particulier, l'arrivée massive de détritiques sur des épaisseurs parfois considérables ne peut s'expliquer qu'en faisant intervenir des soulèvements tectoniques, qui sont d'ailleurs prouvés par l'agencement des dépôts à l'échelle régionale.

Il semble que l'on puisse conclure provisoirement en soulignant que ce sont les grands mouvements épéirogéniques, à l'origine des bassins et des bombements, qui contrôlent la répartition de la sédimentation sur laquelle le climat marque plus ou moins profondément son empreinte.

C. — LES DOMAINES ET LA RÉPARTITION DES MILIEUX PALÉOGÉOGRAPHIQUES

Les reconstitutions paléogéographiques classiques impliquent généralement l'opposition de deux domaines fondamentaux : le domaine marin et le domaine continental. On recherche alors, d'une part, les conditions propres aux différents milieux et, d'autre part, la variation au cours du temps de la répartition des domaines.

Mais l'observation des dépôts recouvrant une grande partie du bouclier africain fait apparaître l'importance quantitative de la sédimentation effectuée dans le domaine continental. L'étude du bassin de Bilma, notamment, nous a montré que l'incursion de la mer ne modifie pas sensiblement l'aire de répartition des zones de sédimentation et d'érosion qui sont sous la dépendance de phénomènes épéirogéniques de grande ampleur. En outre, l'apparition de dépôts marins ne change pas non plus le sens général du déplacement des zones de sédimentation.

Il apparaît donc plus justifié, dans le cas qui nous occupe, d'opposer le bassin de sédimentation (marin ou continental) au continent en voie d'altération ou d'érosion.

En schématisant à l'extrême, nous sommes ainsi conduit à distinguer les domaines suivants :

1. *Domaine continental d'érosion*

Il s'agit des parties du continent dont le relief suffisamment accusé laisse prise à l'érosion. Cette dernière pourra être plus ou moins active en fonction du climat, mais ce sont les conditions topo-

(1) Voir page 482 et suivantes.

graphiques en relation avec l'amplitude des mouvements positifs généraux qui contrôleront la quantité globale de matériaux qui pourront être fournis par ce domaine aux aires de sédimentation.

La nature des matériaux sédimentés dépendra surtout de la nature des roches soumises à l'érosion. Les produits d'altérations et les sols peu épais n'auront qu'une influence mineure sur la sédimentation.

En général, aucune trace directement observable ne subsiste de ce domaine qui est appelé à disparaître irrémédiablement. Dans certains cas cependant, et surtout pour les temps récents, les étapes de la destruction des massifs peuvent être marquées par d'anciennes surfaces d'érosion dont les lambeaux peuvent subsister un certain temps avant de disparaître sous l'effet de la tendance générale à la pénéplanation.

2. Domaine continental d'altération

Lorsque les reliefs émergés sont peu accusés, les roches sont soumises à une altération plus ou moins profonde, en fonction du climat, en même temps que l'érosion est considérablement ralentie.

Ces parties du continent livrent alors une plus grande quantité relative d'éléments solubilisés qui peut être la source d'une sédimentation chimique. L'énergie des eaux étant faible, les matériaux détritiques sont localisés en bordure des bassins, notamment aux abords des vastes deltas des fleuves. Ces matériaux sont souvent altérés. La sédimentation chimique, au contraire, prend alors une importance plus grande par son étendue.

Lorsque ce domaine s'étend à l'ensemble du continent émergé et que le climat est chaud et humide, la période peut être appelée biotassique. Elle peut alors coïncider avec une transgression de type eustatique due à l'atténuation des reliefs tant continentaux que sous-marins. Il y a alors extension du domaine de sédimentation marine fine ou chimique dans les bassins contemporains.

Les traces de ce domaine continental d'altération peuvent parfois parvenir jusqu'à nous lorsque des mouvements négatifs succèdent à la période stable. On trouve alors, sous certains types de discordance, des lambeaux de roches résiduelles témoignant de l'existence de l'ancien manteau d'altération. L'exemple nous en est fourni vers l'Eocène par les coupes d'Agadem et de Termit.

Au contraire, lorsque des mouvements positifs succèdent à la période stable, les matériaux altérés deviennent la proie de l'érosion et contribuent à la sédimentation de produits sidérolithiques dans les bassins. C'est là, sans doute, le sort subi par les matériaux altérés qui furent élaborés sur le Hoggar éocène. Ces matériaux ont pu contribuer à la sédimentation du « Continental terminal » dans les domaines abaissés opposés à ce bombement de la seconde partie du Tertiaire.

3. Domaine de la sédimentation

Opposé au domaine continental émergé altéré ou érodé, ce domaine est caractérisé par l'accumulation des matériaux qui y sont sédimentés. Pour que cette accumulation prenne une certaine importance au cours des temps géologiques, il est nécessaire que ce domaine subisse un certain enfoncement qui est la contrepartie obligatoire du soulèvement des domaines continentaux émergés.

Une zone de transition (dont l'histoire est complexe et où sédimentation, altération et érosion, peuvent marquer leurs effets à brefs intervalles) existe entre le domaine de sédimentation et les domaines précédents. Cette zone se situe au voisinage de la *flexure* qui limite ces domaines et qui s'apparente à la flexure continentale de J. BOURCART (1938, 1957, etc...).

Le domaine de sédimentation s'étend aux aires sous-marines; il est alors caractérisé par des dépôts pouvant renfermer des faunes marines. Mais les dépôts de faciès assez peu différents peuvent s'effectuer dans de vastes bassins intracratoniques et, en l'absence de fossiles, il peut être délicat de préciser la nature exacte du milieu de dépôt. Pour cette raison, il apparaît plus objectif de distinguer deux domaines basés sur un caractère propre aux sédiments, sans faire intervenir l'élément souvent interprétatif qui fait attribuer les sédiments aux bassins continentaux ou marins.

Cette distinction, qui est surtout nécessaire dans les épaisses séries peu fossilifères, conduit à séparer les sédiments détritiques des sédiments chimiques, le dépôt des premiers étant lié à des conditions surtout mécaniques, alors que la précipitation des seconds fait intervenir des facteurs plus complexes, notamment chimiques et biochimiques.

La limite entre ces deux nouveaux domaines, celui de la sédimentation détritique et celui de la sédimentation chimique, n'est pas non plus toujours tranchée. D'abord, parce que des mélanges entre sédiments chimiques et détritiques sont fréquents. Ensuite, parce que les caractères de certains dépôts sont à la limite des deux domaines, notamment en ce qui concerne la phase très fine que représentent les matériaux argileux.

Cependant, cette distinction est utile à établir, au moins approximativement, car elle correspond à une différence réelle des conditions paléogéographiques. Nous avons indiqué, par ailleurs, comment un mode de représentation de l'étude des roches sédimentaires permet de matérialiser cette distinction.

a) DOMAINE DE LA SÉDIMENTATION DÉTRITIQUE

Il s'agit essentiellement du domaine où les conditions hydrodynamiques prévalent. Ce domaine s'étend largement dans les bassins de sédimentation continentaux, mais peut également empiéter largement en mer lorsque les reliefs sont accusés ou les courants violents.

Les sédiments sont matérialisés par des grès plus ou moins conglomératiques, généralement grossiers et peu classés dans l'aire continentale, souvent à grain plus fin et homogène dans les dépôts marins. Mais le transport en mer de matériaux terrigènes conduit à une sédimentation dont le résultat offre des caractères très voisins de la sédimentation effectuée sur le continent.

En période biostasique, le domaine de la sédimentation détritique se réduit notablement et permet l'extension du domaine de la sédimentation chimique.

b) DOMAINE DE LA SÉDIMENTATION CHIMIQUE

Lorsque l'apport détritique est faible et que les éléments dissous ou très dispersés sont abondants, la sédimentation devient essentiellement chimique. Ces dépôts caractérisent généralement les grandes étendues d'eau. Ils peuvent être largement développés dans les aires marines ou lacustres, loin des rivages. Ils sont prédominants lorsque les reliefs des continents sont atténués et que le climat est, soit parfaitement aride, soit très chaud et humide.

Les épaisses formations de calcaire ou d'attapulgitite donnent des exemples de cette sédimentation, qui peut s'effectuer dans les bassins marins ou continentaux protégés des apports détritiques.

Remarquons que, comme pour les sédiments détritiques, il n'existe pas de critère absolu permettant, en dehors des faunes, de placer l'étiquette « marin » ou « continental » sur un dépôt. La glauconie constitue certainement un élément important de distinction, mais elle n'est pas toujours présente. De plus, dans les formations ayant subi une altération assez intense, les niveaux glauconieux font place à des niveaux ferrugineux qui ont souvent été considérés comme caractéristiques de dépôts continentaux. L'étude des niveaux d'oolithes ferrugineuses considérées comme justement caractéristiques du « *Continental terminal* » nous donne un autre exemple des difficultés auxquelles on peut se heurter en cherchant à cataloguer génétiquement les dépôts, sans avoir effectué une recherche approfondie sur chaque cas particulier.

4. Relations entre les domaines

L'examen des cartes topographiques des continents et des océans nous montre que, dans la nature, les conditions idéales nécessaires à l'établissement d'un régime de sédimentation homogène sont rarement réalisées. A une époque donnée, un continent présente simultanément des domaines d'érosion et d'altération. De même, les océans reçoivent une sédimentation à la fois détritique et chimique. Les dispositions peuvent être variées à l'infini.

D'une façon générale, il existe une relation entre l'amplitude des reliefs et la profondeur des bassins. Aux continents élevés s'opposent des cuvettes profondes; aux continents aplanis des bassins étendus et peu profonds. Ces faits viennent diminuer le nombre des combinaisons possibles entre les domaines théoriques précédemment esquissés.

En outre, une seconde loi vient, elle aussi, apporter des éléments supplémentaires impliquant une relation entre les domaines : la masse des matériaux déposés est sensiblement égale à la masse des matériaux soustraits aux continents. De plus, la composition chimique moyenne du dépôt global (les clarkes notamment) est, elle aussi, comparable à celle de la masse arrachée aux aires positives. Les différenciations subies au cours du cycle sédimentaire conduisent à une répartition modifiée des éléments chimiques sans que leur quantité respective soit changée. Des « mises en réserves » ou des éliminations accélérées conduisent à des concentrations locales qui doivent être compensées. Un exemple en est donné dans l'étude de la répartition du fer dans les séquences.

Ainsi, bien que tous les intermédiaires existent, aussi bien dans l'espace que dans le temps, entre les différents domaines, certaines zones ou certaines périodes sont caractérisées par l'établissement de conditions convergentes réalisant un paysage proche d'un domaine idéal. C'est à ces zones qu'il faut faire appel en premier lieu pour les essais de reconstitutions paléogéographiques. L'explication des phénomènes complexes des aires de raccords peut ensuite être tentée.

	STYLE TECTONIQUE						
	CALME						ACTIF
	Types climatiques						Tous climats
	Equatorial Tropical	Soudanien	Désertique	Méditerranéen	Tempéré	Froid	
Phase chimique migratrice, instantanée	Na, Ca, K Mg, Si, Fe	Na, Ca	E	Na, Ca	Na, Ca	Tres faible	Peut être importante, mais masquée par la phase détritique
Phase chimique migratrice, lente	(Al), Fe	(Fe)	E	(Fe?)	Migration lente des éléments solubles	Migration lente des éléments solubles	Débordée par la phase détritique
Phase détritique	Faible	Plus importante	Importante. Crues brutales localisées	Moyenne	Moyenne	Faible (sauf glaciaire)	Dominante
Phase résiduelle	Al	Al, Fe, Mn	Roches saines non altérées	Al, Fe, Si	Roches peu attaquées chimiquement, mais fractionnées mécaniquement		Absente (érodée)

FIG. 15. — Répartition et nature des principales phases de la sédimentation en fonction de la tectonique et du climat.

			STYLE TECTONIQUE						
			CALME						ACTIF
			Types climatiques						Tous climats
Equatorial Tropical	Soudanien Sahélien	Saharien désertique	Méditerranéen	Tempéré	Froid				
DOMAINES	Continent	Altération	Très active	Active	Nulle	Moyenne	Faible	Nulle	Faible
		Erosion	Tres faible	Moyenne discontinue	Faible , mais brutale et discontinue	Brutale	Moyenne	Glaciaire	Dominante
	Bassin	Sédimentation détritique	Tres faible	Moyenne	Discontinue accumulation éolienne	Moyenne	Moyenne à faible	(Tillites)	Active , (type molasse, ou flysch)
		Sedimentation chimique	Domine seule (calcaire , attapulgit , etc.)	Assez active, mêlée aux détritiques	Active , si évaporation	Moyenne	Faible	Très faible	Faible , possible loin des bordures

FIG. 16. — Essai de classification des phénomènes géologiques dans différents domaines en fonction des grandes lignes de la tectonique et du climat.

CONCLUSION

Le cycle sédimentaire est sous le contrôle des soulèvements et des abaissements tectoniques qui déterminent les domaines de l'érosion, de l'altération et de la sédimentation détritique ou chimique. Le climat et le milieu marquent plus ou moins profondément leur empreinte dans les dépôts qui nous permettent de retracer cette histoire.

Pour conclure ces quelques pages, dont l'exposé théorique nous a paru nécessaire pour préciser l'optique avec laquelle nous aborderons la paléogéographie du Niger oriental, deux tableaux ont été dressés (fig. 15 et 16). Ces tableaux doivent être considérés comme un cadre très souple, ouvert à la discussion, destinés à fixer provisoirement les idées et susceptibles de recevoir des modifications et des améliorations.

Enfin, une esquisse simplifiée à l'extrême donne une représentation suggestive des domaines et résume également les différents points exposés (fig. 17).

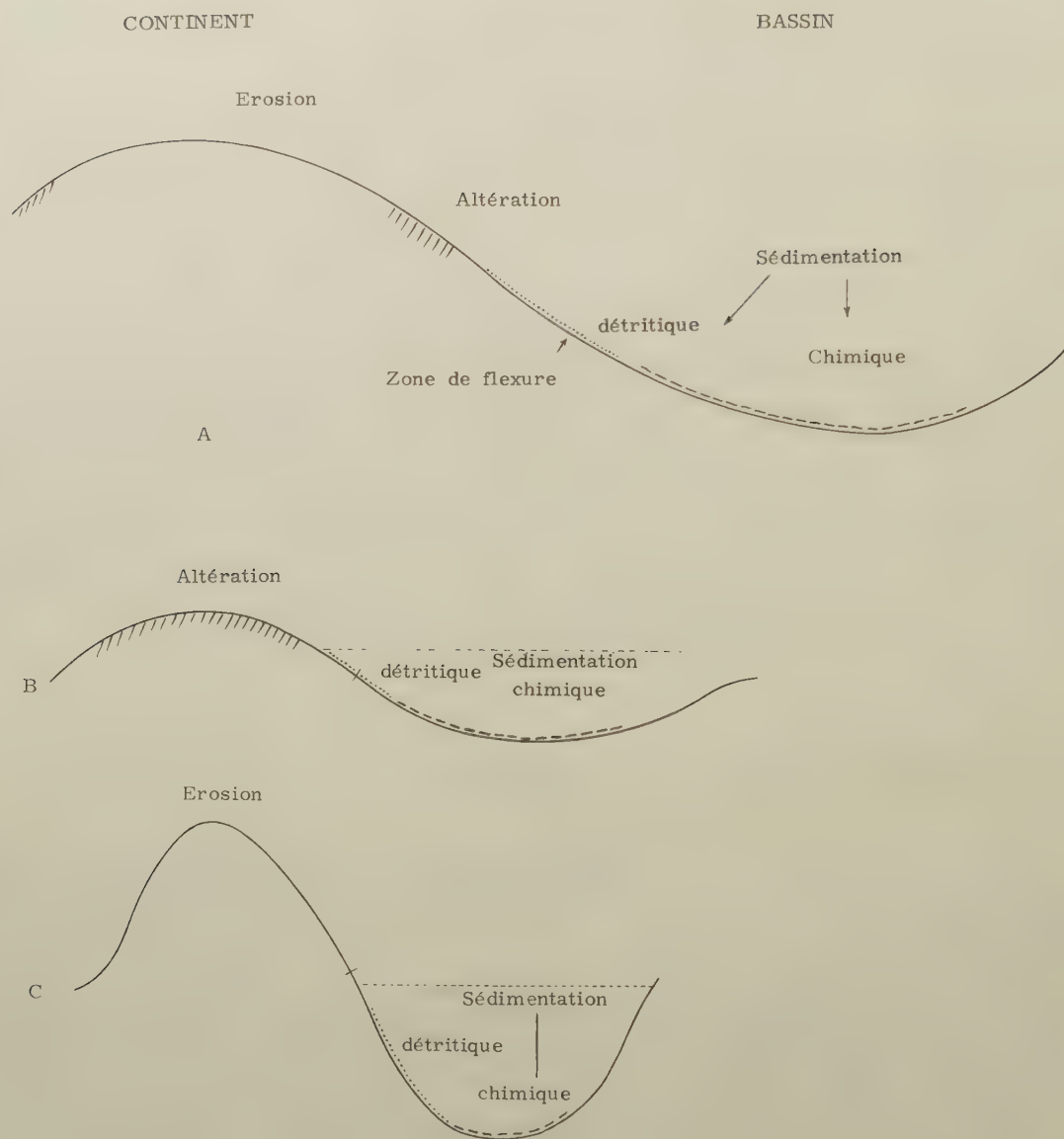


FIG. 17. — Répartition des domaines paléogéographiques.
A — dans l'espace. B, C — dans le temps.

CHAPITRE II

ESSAI SUR LA PALÉOGÉOGRAPHIE DU NIGER

L'optique avec laquelle nous allons tenter d'esquisser les grandes lignes de la paléogéographie depuis le Crétacé est maintenant précisée par les considérations générales exposées dans le chapitre précédent. Avant de chercher à retracer quelques images des paysages anciens qui se sont succédé au Niger, il n'est pas inutile de rappeler un bref historique des hypothèses paléogéographiques qui ont été faites sur le Sahara, notamment en ce qui concerne le problème de la transgression marine du Crétacé supérieur sur le continent africain.

A. — HISTORIQUE DES HYPOTHÈSES PALÉOGÉOGRAPHIQUES

La découverte de fossiles marins au cœur du Sahara passionna les esprits scientifiques dès le début du siècle, en posant le problème de la mer crétacée sur le continent africain. Au fur et à mesure des découvertes, malgré la dispersion des indices connus et l'ignorance totale où l'on était en ce qui concerne les régions intermédiaires, des synthèses paléogéographiques s'ébauchaient.

Après la découverte du premier fossile marin par le colonel MONTEIL, A. DE LAPPARENT (1901) pensait, pour le Maestrichtien, « à une communication, probablement par l'Egypte et la Syrie ».

En 1903, le même auteur, à la suite de découvertes de nouveaux fossiles (A. DE LAPPARENT, 1903), signale l'Eocène au Soudan et le Turonien dans le Damergou et conclut : « Ainsi les mers de la craie, dont l'extension depuis la Libye jusqu'à Bilma était attestée par l'Oursin du colonel Monteil, s'étendaient à l'Ouest du Tchad et couvraient le Damergou. Il est presque certain que, de là, elles rejoignaient l'Atlantique ». Sur ces données, A. DE LAPPARENT ébauchait un premier schéma paléogéographique figurant la mer étendue partout au Nord du 13° ou 14° parallèle, et laissant un massif émergé en Abyssinie et une île comprenant l'Air, les Tassili, l'Ahaggar et le Tademaït.

A la suite de la découverte de fossiles turoniens dans la Gongola, dans le Nord-Est de la Nigeria, A. DE LAPPARENT (1904) complète son hypothèse par l'adjonction d'un bras de mer passant par cette région et reliant la mer crétacée du Sahara à un bassin méridional déjà indiqué par les fossiles cénomaniens et turoniens du cap Lopez et de Libreville, au Gabon.

La découverte de fossiles de l'Eocène et de la partie supérieure du Crétacé dans le Tilemsi, en 1905, permet à A. DE LAPPARENT d'écrire : « ces constatations, qui étendent de 1 200 km à l'Ouest le

domaine des mers crétacées en Afrique, ne laissent plus de doute sur l'ancienne communication de l'Atlantique avec la mer où vivait l'oursin de Bilma ».

Par contre, F. FOUREAU (1905) émet à la même époque l'hypothèse d'un isthme de terrains primaires passant par le Damergou et séparant les deux mers de A. DE LAPPARENT. Mais les découvertes de nombreux fossiles dans la région de Tanout feront vite abandonner cette vue.

Dès 1913, R. CHUDEAU pose nettement le problème de la nature de la communication de la Mésogée avec la mer du Soudan. Il écrit : « On peut se demander si, pendant le Crétacé, le massif ancien du Sahara central formait une île ou bien s'il a été entièrement recouvert par la transgression marine ». Il remarque que les différences d'altitudes actuelles sont peu importantes au Sahara et peuvent être d'origine récente, par contrecoup des mouvements alpins : « les grandes cassures de l'Est africain sont d'hier ». Les nombreux volcans du Sahara central ne se comprendraient pas sans phénomènes tectoniques contemporains. Mais pour R. CHUDEAU (1913), deux faits semblent indiquer que, pendant le Crétacé, le massif saharien central formait une île : un fait d'ordre négatif, l'absence de témoin crétacé dans le massif ancien et l'abondance des bois silicifiés. Il note cependant que ces bois se rencontrent dans les terrains anté-cénomaniens et, par conséquent, cet argument n'est pas valable pour le Crétacé supérieur.

En 1917, R. CHUDEAU répond à H. HUBERT (1917), qui pensait que les affleurements de Crétacé-Eocène devaient être limités vers l'Est par une barrière dévonienne s'étendant des Ajjer à l'Enedi, par Toummo et le Tibesti. Pour R. CHUDEAU, les affinités paléontologiques entre le Soudan, l'Égypte, l'Algérie et la Tripolitaine sont trop marquées pour qu'il n'y ait pas eu de communications faciles entre les mers de ces diverses régions. Ces communications pouvaient être directes entre Bilma et la Tripolitaine, ou elles pouvaient avoir lieu beaucoup plus à l'Ouest, par l'Ouest du Hoggar.

C'est le passage Nord-Sud de la mer à l'Est du Hoggar que S. W. GREGORY envisage en 1922, pour rejoindre l'Angola à la Méditerranée, au maximum de la transgression que cet auteur place à l'Albien.

Mais un schéma différent est proposé dans l'ouvrage de H. VON IHERING (1927) : la mer du Crétacé supérieur forme un bras assez étroit dirigé *Est-Ouest*, reliant le Golfe d'Aden au Sénégal. Des esquisses sont également tracées par E. HENNIG (1914, 1929).

S. W. GREGORY et E. D. CURRIE (1930), à la suite des études de J. WEIR, S. WILLIAMS et G. W. TYRRELL, sur les échantillons récoltés par F. A. RODD en 1927 dans l'Azaouak et le Tégama, formulent une hypothèse différente, se rapprochant de celle de A. DE LAPPARENT (1903, 1904) en la restreignant cependant. Le golfe d'Angola était en relation avec la Méditerranée par un long chenal nord-sud, passant probablement à l'Ouest de l'Ahaggar; il n'y aurait pas communication directe avec la Somalie comme H. VON IHERING l'avait représenté dans son schéma.

V. PÉRÉBASKINE (1929, 1932) note un épaississement des formations crétacées sous le Maestrichtien en direction du Nord-Est, indiquant la trace de la transgression turonienne vers le Sud-Ouest de l'adras des Iforas. Il croit à une communication nord-sud, mais pense que « les limites de ce bras de mer sont difficiles à tracer », car les assises crétacées sont souvent enlevées par l'érosion.

Lors de la découverte de l'affleurement marin d'Amguid, C. KILIAN (1930) avancera son hypothèse relative au mode de gisement du Crétacé. Ce lambeau de calcaire cénomanien, posé sur le socle en contrebas des grès inférieurs de la série tassilienne, est la preuve de l'extension très au Sud du Tinnherth de la transgression marine. C'est aussi, pour C. KILIAN, la preuve de la faible importance des mouvements tertiaires.

En 1932, l'hypothèse de C. KILIAN se précise : la topographie actuelle des pays pré-tassiliens, de l'enceinte tassilienne et même cristalline est pour une part importante une topographie anté-cénomaniennne exhumée. Par la suite, C. KILIAN conserve cette vue d'une mer crétacée s'insinuant dans des golfes encore visibles dans la topographie actuelle. Dans une note avec R. FURON (1934), signalant la découverte d'un fragment de *Neolobites* par le capitaine WAUTHIER dans le Ténéré, ces auteurs admettent que les reliefs de la région de Bilma sont formés de grès paléozoïques, anciennes îles d'un archipel de la mer crétacée. Jusqu'en 1954, cette hypothèse de travail sera adoptée par la plupart

des auteurs. Dans la même région, P. RENAULT (1953) supposera au cours de ses premières observations (qu'il infirmera par la suite) que l'affleurement marin de Kafra est « adossé » à la falaise élevée qui le limite vers l'Est. Nous avons pu montrer en 1954 et 1955 que les grès de la falaise sont normalement superposés au Turonien marin et renferment une lumachelle ferrugineuse à *Lamelibranches* d'âge sénonien.

Tout au long des notes de C. KILIAN relatives au Crétacé ou à la morphologie, on retrouve cette hypothèse d'une conservation dans le modelé actuel des formes du relief anté-cénomanién. Cette vue sur le mode de gisement des dépôts marins, influe directement sur l'étendue et la forme de la mer crétacée dont les contours sont arrêtés aux pieds des reliefs actuels. Cependant, R. FURON (1933) souligne que la couverture sédimentaire est vivement attaquée par l'érosion et qu'il ne subsiste que des buttes témoins.

En 1938, C. KILIAN applique son hypothèse pour justifier l'âge crétacé des calcaires de l'Achelouma. Deux de ses arguments sont l'altitude du point de prélèvement et la nécessité de satisfaire à « l'hypothèse d'une certaine rigidité du Bouclier saharien ». Par la suite, on a, au contraire, argué de la présence du Crétacé marin en ce point pour justifier l'hypothèse d'une morphologie figée depuis le Crétacé. Nous savons qu'à l'heure actuelle, les travaux des géologues du Bureau de Recherches de Pétroles conduisent à nier l'existence de Crétacé marin dans l'Achelouma. Les calcaires seraient d'âge carbonifère supérieur (J. GRÉGOIRE, G. JUTARD, R. MOUFLARD, B. PLAUCHUT, 1958).

Après son expédition de 1943 dans l'Aïr, C. KILIAN (1945), bien que n'ayant pas vu de Crétacé marin, pense néanmoins qu'il peut exister « emboîté » dans les schistes cristallins précambriens à l'altitude de 650 à 700 m. Les formes de relief observées en bordure orientale du pays cristallin de l'Aïr « s'expliqueraient fort bien par un rivage marin vers cette altitude, de même que dans les grandes vallées de l'Aïr au-dessus, à 700 m, des terrasses fluviales pourraient s'expliquer par un niveau de base ayant monté au cours du Crétacé moyen et supérieur et de l'Eocène vers cette altitude ». Dans le même article, C. KILIAN formule ainsi son hypothèse : « Au Sahara central, la transgression Crétacé-Eocène, qui pourrait d'ailleurs être double, serait montée jusqu'à vers 700 à 750 m d'altitude actuelle ». Par la suite, seuls de vastes mouvements de faible amplitude sont possibles. Cependant KILIAN souligne le caractère hardi de ces considérations morphologiques.

En 1946, C. KILIAN propose à nouveau cette hypothèse pour interpréter un niveau calcaire fossilifère dans la coupe du Messak relevée par M. LELUBRE : « il y aurait, en contrebas du Messak, une sorte de placage emboîté ou en banquettes de ces formations marines d'Ifafane Tehedh, qui seraient alors crétacées supérieures, ou même éocènes ». Pour J. M. FREULON et J. P. LEFRANC, qui ont examiné depuis cette région, le niveau calcaire serait un dépôt lacustre interstratifié dans les séries du Messak.

L'hypothèse de travail de C. KILIAN a été considérée comme un fait démontré par la plupart des auteurs s'intéressant au Crétacé saharien.

En 1933, H. DOUVILLE et J. TILHO, sans avoir de fait nouveau à signaler concernant le Crétacé, puisque les coquilles subfossiles envoyées par le capitaine ROTTIER et le colonel VIGNON appartiennent à la faune du Tchad, rappellent la vaste extension d'une formation gréseuse au Nord du Tchad, « qui semble bien se relier également avec les couches crétacées de la Tripolitaine ». Ces auteurs pensent que c'est par là que serait arrivé à Bilma l'Oursin du Béloutchistan. R. FURON et C. KILIAN (1934) supposaient alors un passage possible entre les reliefs de Toummo et le massif de l'Afafi, et leur hypothèse est exposée dans un travail synthétique (R. FURON, C. KILIAN, N. MENCHIKOFF, 1935).

Cette idée est reprise en 1938 par L. JOLEAU, mais la communication des mers est envisagée par l'Ouest du Hoggar : « Le centre du Sahara comportait alors des sortes de rias, grandes vallées envahies par la mer crétacée, qui s'étendait elle-même en continuité de la Méditerranée au Golfe de Guinée, par le Tademaït, le Tanezrouft (Bidon 5), le Tilemsi, l'Azaouak, le Damergou et la Bénoué ».

Par la suite, on peut relever une interprétation semblable dans la plupart des ouvrages traitant

de problèmes relatifs au Crétacé du Sahara. Il n'est pas possible de les citer tous ici, mais rappelons quelques notes parmi les plus classiques :

A. CORNET, en 1942, remarque dans le Nord-Ouest de l'adras des Iforas que les contours du Crétacé-Eocène sont accidentés de saillants et de rentrants, véritables caps et golfes, correspondant à la topographie actuelle. Il considère que cette disposition indique une topographie anté-maestrichtienne conservée jusqu'à nos jours, et ceci, malgré les légers pendages qu'il a relevés sur les bords et qu'il attribue à la pente originelle des sédiments côtiers. En fait, comme il a pu être démontré par la suite, cette région est accidentée de véritables horsts relevant le socle à travers sa couverture dont les pendages peuvent être importants sur les bords. (A. CORNET, 1948; R. KARPOFF, 1958; A. F. DE LAPPARENT, etc...).

En Nigeria, d'une façon similaire, les affleurements de socle qui accidentent le Crétacé de la Bénoué et de la Gongola ont été interprétés tout d'abord comme des montinsules, reliefs de socles émergés au cours des temps crétacés; mais les études plus récentes (J. H. THOMPSON, 1958) montrent qu'il s'agit, en fait, d'anticlinaux faillés post-crétacés. Il n'est pas impossible qu'au Cameroun, les reliefs résiduels ou inselbergs de la Bénoué décrits par E. ROCH en 1952, reçoivent, eux aussi, une autre interprétation.

D. SCHNEEGANS (1943) conclut de son étude sur les faunes du Damergou que les dépôts de la mer épicontinentale du Cénomaniens se sont effectués sur le pourtour des massifs du Hoggar et du Tibesti qui étaient alors émergés; le bras de mer aurait été coupé dès le Turonien inférieur. Pour A. F. DE LAPPARENT et E. BASSE (1948), la communication marine s'est maintenue jusqu'au Turonien où les faunes du Tinnherth ont atteint le Damergou en contournant par l'Est le massif du Hoggar. R. KARPOFF (1958) pense que seule la mer du Maestrichtien a fait la jonction du Tanérouft au Soudan. Ceci semble également confirmé par l'étude des affleurements crétacés et tertiaires du Sud-Ouest de l'Adras des Iforas (RADIER, 1957).

Pour E. DARTEVELLE et S. FRENEIX (1957), les faunes de Lamellibranches des bassins côtiers équatoriaux du Congo Belge présentent des affinités avec les faunes nord sahariennes, prouvant l'existence d'un bras de mer étroit passant entre le Tibesti et le Hoggar, au Crétacé supérieur.

Dans le Sahara algérien, J. FOLLOT (1952) se basant sur les limites d'affleurements, pense que la transgression du Crétacé supérieur n'a pas envahi les Tassilis, à l'exception de la région d'Amguid, pour laquelle il admet l'hypothèse de C. KILIAN.

Dans son étude structurale du Sahara, M. LELUBRE (1952) rappelle que les traits majeurs du relief étaient acquis avant le Cénomaniens et que les déformations postérieures au Paléozoïque sont généralement assez faibles; il ne voit guère de raison de penser que la transgression marine ait recouvert la majeure partie des massifs centraux, car cela conduirait à admettre une érosion post-crétacée dont on ne voit pas bien le mécanisme.

Mais R. FURON (1954) insiste sur l'ampleur des mouvements indiqués par les dénivellations des couches marines : « les massifs centraux sahariens ont été exhausés de 750 m environ ». R. FURON souligne l'importance des mouvements pliocènes et quaternaires et le rôle de l'érosion, qui a fait disparaître la moitié des dépôts crétacés en enlevant une tranche de 250 m d'épaisseur.

A la même époque, P. BORDET (1952, 1954) mettait en évidence l'âge récent des mouvements à grand rayon de courbure du Hoggar et leur relation avec le volcanisme. Dans le Damergou, F. JOULIA (1951) figurait les synclinaux et anticlinaux tracés par les bancs calcaires crétacés.

Cependant, N. MENCHIKOFF (1957) remarque que la répartition des affleurements du Crétacé semble indiquer qu'« il n'y a aucune preuve de l'existence d'une communication directe entre les zones sud et nord ».

Ces contradictions apparentes semblent provenir du manque de données précises sur le Crétacé saharien. Nous pensons que les éléments nouveaux apportés par notre étude peuvent contribuer à éclairer ces problèmes, qui ont été synthétisés par R. FURON dans différents ouvrages dont la lecture peut compléter cette brève revue bibliographique sur les hypothèses paléogéographiques. (Voir notamment R. FURON, 1950, 1954, 1957, 1960.)

Conclusion

On peut résumer les principaux points sur lesquels s'appuie l'hypothèse paléogéographique classique :

- 1) L'analogie des faunes marines au Nord et au Sud du Sahara implique la nécessité d'une communication N-S facile des mers au Crétacé supérieur.
- 2) Le continent africain est généralement considéré comme figé depuis cette époque et l'importance de l'érosion étant souvent sous-estimée, les communications sont recherchées par les voies actuellement déprimées de la topographie.
- 3) Les dépôts marins sont considérés comme des placages caractérisant les points bas de la topographie, emboîtés au pied de falaises plus anciennes. L'altitude des dépôts est rapportée au voisinage de la cote actuelle de 700 m.
- 4) La communication N-S des mers peut se faire, suivant les auteurs, par l'Ouest ou l'Est du Hoggar. Dans tous les cas, celui-ci est considéré comme une terre émergée au Crétacé.

Le problème paléogéographique de la mer crétacée est alors le plus souvent ramené à un problème topographique, appuyé sur l'aspect actuel du pays.

Critique

On voit combien cette hypothèse « fixiste » s'oppose à ce que nous suggèrent les résultats de notre étude, qui met en évidence le déplacement des zones de sédimentation impliquant la non-permanence des dépressions et des massifs.

La nécessité d'une communication entre la mer du Tinnert et celle du Niger est confirmée par l'étude paléontologique. Cette communication devait se faire par une voie assez directe. En effet, les faunes des bassins côtiers actuels du continent africain n'ont jamais livré les Ammonites classiques du Sahara. De plus, le Cénomanién, par exemple, peut y être sous un faciès continental de teinte rouge (E. DARTEVELLE et S. FRENEIX, 1957), ou l'Infra-Maestrichtien sous un faciès détritique. Ainsi, il n'y a aucune preuve absolue de la communication des mers crétacées par l'actuel Atlantique.

Une communication des mers par l'Ouest de l'Adrar des Iforas semble certaine au Maestrichtien, mais est improbable par la même voie aux Cénomanién et Turonien, dont les faciès deviennent continentaux dans cette direction au Niger (V. PÉRÉBASKINE, 1932; J. GREIGERT, 1961).

En revanche, dans l'Est du Niger, le Maestrichtien semble avoir été le siège de dépôts continentaux et il est peu probable qu'une communication marine ait pu alors exister par l'Est du Hoggar. Dans cette région, le Cénomanién et le Turonien sont sous leur faciès marin classique. Mais les témoins actuels en position synclinale ou effondrée sont isolés et indiquent l'importance de l'érosion qui empêche de suivre les jalons en direction du Nord.

Vers l'Est, dans l'actuelle cuvette du Tchad oriental, l'existence d'un continent ancien est attestée par les changements de faciès, l'absence de dépôts, ou leur érosion. Au contraire, aux abords immédiats de l'Aïr, les témoins effondrés de Cénomanién et de Turonien marin confirment l'extension de la mer sur une partie au moins de l'actuel massif. Et ces deux remarques nous indiquent que la topographie a pu changer considérablement et même s'inverser depuis le Crétacé.

La rareté des témoins sédimentaires sur les massifs centraux ne saurait surprendre lorsque l'on considère l'ampleur de l'érosion, dont l'importance est comparable au volume considérable des dépôts corrélatifs. Depuis le « Continental terminal », une tranche de 100 à 300 m de terrain a été enlevée sur des surfaces de plusieurs centaines de kilomètres de côtés. Dans les zones où l'érosion a été la plus active, l'épaisseur enlevée est sans doute bien supérieure, mais ne peut être mesurée

faute de témoin. On comprend que depuis le Crétacé le volume des terrains pouvant avoir été déblayés par l'érosion soit plus considérable encore et dépasse certainement le millier de mètres dans les zones soumises à une ablation moyenne.

Cette érosion est la conséquence de l'action des divers climats ou des variations climatiques sur les zones soumises à des mouvements tectoniques positifs, attestés par leur disposition structurale et par des failles dont les rejeux fréquents jusqu'à une époque très récente sont mis en évidence.

Il semble donc qu'à l'hypothèse « fixiste » de la permanence des reliefs, on puisse opposer la notion de leur déplacement au cours du temps. Les difficultés auxquelles se heurte le problème paléogéographique des communications marines se trouvent alors aplanies, les reliefs actuels ne devant pas être obligatoirement considérés comme des obstacles insurmontables pour les mers crétacées. Les communications auraient pu se faire par des régions qui nous apparaissent actuellement comme occupées par des massifs.

B. — PALÉOGÉOGRAPHIE DU NIGER DEPUIS LE CRÉTACÉ

Dans le cadre des faits exposés au cours de l'étude régionale du Niger oriental, et en s'appuyant sur les études particulières qui ont pu être menées sur les matériaux récoltés, il est possible de tenter l'esquisse d'un roman paléogéographique.

Cette reconstitution s'efforcera, à partir des caractéristiques mécaniques, physiques, chimiques et biologiques du milieu qu'il aura été possible de préciser pour chaque époque, de restituer l'environnement climatique, morphologique ou tectonique des différents domaines. En outre, on cherchera à délimiter approximativement l'extension de ces domaines dans l'espace au cours du temps.

Ces interprétations seront guidées par les indications partielles données par les faunes, les flores et les sédiments et par la notion de cycle sédimentaire dont les grandes lignes ont été rappelées au chapitre précédent.

Les facteurs agissants qui constituent les éléments du paysage à esquisser sont multiples. Ils peuvent être comparés aux inconnues d'une série d'équations complexes que forment les relations admises entre les phénomènes et leurs résultats observés.

La complexité des relations et le nombre des inconnues sont tels que, bien souvent, on se trouve devant plusieurs solutions parmi lesquelles il faut choisir pour que le roman paléogéographique ne soit pas une suite de points d'interrogations. Pour la même raison, on excusera le fait que le conditionnel, sous-entendu, n'ait pas été employé à chaque paragraphe.

1. Paysages du Crétacé inférieur

La surface du sol au début du Crétacé inférieur est constituée, dans la région qui nous intéresse, par des roches anciennes, considérées comme précambriennes. Cette surface, relativement aplanie mais peu altérée, est le résultat d'une longue érosion qui a agi sur un domaine émergé depuis des temps très reculés.

A une époque précédant le Crétacé et qui appartient peut-être au Jurassique ou au Trias, d'après les datations absolues effectuées sur les granites « ultimes » de la Nigeria, l'Aïr et le Mounio étaient sans doute déjà en partie émergés. En effet, les épanchements rhyolitiques et les tufs, associés aux premiers stades de la mise en place de ces granites, se sont certainement effectués à l'air libre (1).

(1) Voir : M. RAULAIS (1959) et les études récentes, encore inédites, de R. BLACK. Pour le Mounio : G. GARDE (1910), R. KARPOFF (1948), *C.R. Soc. géol., Fr.*, H. FAURE (1952, inédit).

Au cours du Crétacé inférieur, une partie importante de cette aire continentale émergée se trouve progressivement recouverte par des dépôts détritiques. La région passe donc dans un domaine où l'érosion cesse et où l'accumulation de sédiments devient possible. Des érosions limitées à la partie supérieure des tranches de dépôt sont fréquentes, mais dans l'ensemble l'accumulation l'emporte, puisque l'épaisseur du Crétacé inférieur peut totaliser plusieurs centaines de mètres. Le pays est alors affecté par un léger mouvement négatif, qui, dans la région qui nous occupe, gagne de l'Ouest vers l'Est et du Nord au Sud.

Dans les paragraphes qui suivent, nous allons tenter de dégager quelques caractères des différents domaines paléogéographiques du Crétacé inférieur.

a) LE DOMAINE CONTINENTAL EN VOIE D'ÉROSION

N'est connu que par les matériaux qui en sont issus. En outre, les régions où l'absence de dépôt peut être démontrée donnent quelques indications sur sa situation possible.

Ce continent devait être, en grande partie, composé de roches cristallines feldspathiques assez saines, source de feldspaths détritiques et des quartz « granitiques » peu usés. Au Sud-Est de l'Air, le Pharusien arkosique devait affleurer au début du Crétacé inférieur car il n'a été recouvert que par les niveaux les plus élevés de cet étage.

Les sols et les produits d'altérations étaient peu épais sur les massifs. A certaines époques cependant, des sols de steppe ou de savane se développaient et seraient une des explications possibles des niveaux d'argile montmorillonitique déposée dans les bassins.

La végétation comportait surtout des résineux de type *Dadoxylon* et, vers la fin de la période, les *Angiospermes dicotyledones* apparaissent à Dibella. Ces forêts, sans doute peu denses et dont les éléments parsemaient un paysage comparable à une savane, s'étendaient peut-être aussi en partie sur les plaines alluviales en avant des massifs érodés. Cependant, les très nombreux bois silicifiés observés sont généralement couchés au sein des strates gréseuses et témoignent d'un transport des arbres arrachés par les flots turbulents.

Les fleuves avaient un régime assez irrégulier. Lors des crues, des matériaux détritiques abondants, parfois de la taille des galets, étaient brusquement mis en mouvement et leur transport s'achevait brutalement. Les stratifications entrecroisées et obliques caractérisent leurs dépôts. Les eaux courantes devaient être assez oxygénées et acides. Toute trace de calcaire est absente du ciment de la plupart des niveaux gréseux.

La flore, les fleuves puissants mais irréguliers, ainsi que les altérations modérées, apportent quelques éléments utiles pour rechercher le type de climat qui caractérisait ces régions. Le climat n'était certainement pas équatorial, comme il pourra l'être plus tard. Il était, soit tempéré, soit tropical, à saisons alternées avec une tendance vers l'aride évoquant celui des steppes ou des savanes.

b) LE DOMAINE CONTINENTAL DE SÉDIMENTATION

Les matériaux arrachés par les fleuves, aux zones en reliefs, s'accumulaient dans d'immenses zones d'épandage. Le vaste bassin de sédimentation, bien que progressivement variable au cours de la période considérée, couvrait au total la majeure partie du Sahara. Les épaisseurs parfois très grandes de sédiments déposés sous une faible tranche d'eau, attestent que nous sommes en présence de régions soumises à un mouvement négatif. Il s'agit d'un bassin intracratonique subsident dont seules les extrémités nord et sud seront envahies par la mer, notamment à l'Albien, en Nigeria du Sud, et dans le Nord du Sahara.

Dans les régions qui nous occupent, les sédiments de ce bassin ont tous les caractères de dépôts continentaux. Deux types différents de sédiments doivent être interprétés séparément car ils caractérisent des milieux distincts.

α) Le milieu de la sédimentation gréseuse

Les grès hétérogènes à stratification entrecroisée ou oblique constituent une part importante de la sédimentation. Ce sont les dépôts abandonnés par les fleuves que nous évoquions plus haut. On peut proposer pour ces dépôts les images d'un réseau hydrographique divaguant en pays plat et alluvionnant au gré des fluctuations du lit des rivières.

L'irrégularité des cours est responsable de l'aspect lenticulaire dans le détail des niveaux et de l'orientation variable des stratifications obliques. Mais la disposition en gros bancs s'expliquerait plutôt par la discontinuité des mouvements verticaux du bassin et du massif érodé.

Des apports brutaux suivent les surrections, qui sont de l'ordre du mètre. Au sein de ces cycles mineurs, le classement granulométrique des laminas est en rapport avec des crues saisonnières.

Durant cette sédimentation, la tranche d'eau était mince et sans doute temporaire. De plus, elle était animée de courants rapides.

β) Le milieu de la sédimentation argileuse et calcaire

Vers le milieu du groupe du Tégama, la formation plus argileuse d'Elrhas, dont l'épaisseur peut dépasser 200 m, indique l'existence d'une période lacustre. La tranche d'eau était alors plus épaisse et plus constante. Elle permettait la sédimentation de minéraux très fins et la précipitation de calcaire.

On doit alors imaginer l'existence d'un lac s'étendant d'une façon continue sur plus de 300 km de long. Ce lac occupait au moins la partie orientale de l'Aïr et une partie du Tégama. Vers l'Ouest et le Nord-Ouest, son extension est inconnue car ses dépôts sont actuellement érodés.

Le milieu lacustre était légèrement alcalin et moins oxydant que les eaux des fleuves. Il permettait la conservation, sinon l'élaboration, de montmorillonite et le calcaire pouvait s'y déposer, préservant les feldspaths détritiques de toute altération ultérieure.

Cependant, périodiquement, de brusques apports détritiques charriés par les fleuves en crue se déversaient dans le lac. On observe actuellement des grès à ciment calcaire dans les niveaux argileux où des galets de plusieurs centimètres se rencontrent.

Dans le lac et à ses abords, la vie était active. Les grands *Dinosauriens* herbivores et carnivores, les *Crocodiles*, les *Tortues*, les *Cératodes* ont laissé leurs ossements ou leurs dents en grande abondance dans les niveaux grésocalcaires protégés par les argiles. Le paysage de cette époque a été décrit en termes imagés par A. F. de LAPPARENT (1960) et nous n'y ajouterons rien, sinon sur l'emplacement possible du continent émergé qui ne correspondait pas à l'actuel massif de l'Aïr, alors certainement en grande partie recouvert par les eaux.

γ) Indications données par l'évolution des sédiments après leur dépôt

Les niveaux gréseux n'ont subi qu'une évolution très modérée après leur dépôt. Ils sont en général peu consolidés. Souvent, les indurations qui apparaissent sont manifestement en relation avec l'affleurement récent et correspondent à une légère cimentation d'une mince croûte superficielle. Celle-ci peut correspondre uniquement à une partie noire épaisse d'un millimètre due à un enrichissement en oxydes de fer et de manganèse.

Aux abords des failles, les grès peuvent évoluer vers des quartzites par nourrissage des grains de quartz détritiques. Ce phénomène semble en relation avec des circulations d'eau. La silice néoformée est constituée de quartz orienté sur les grains. L'eau responsable de cette néoformation doit donc être considérée comme peu chargée en cations (G. MILLOT *et al.*, 1960, 1961); ses caractères pouvaient être voisins de ceux de la nappe aquifère actuelle dont les failles sont parfois des exutoires (Mazelet, Tchot, Tarnaouen).

Dans la plupart des cas, les grès sont bariolés de teintes vives dont les contours se superposent à la texture sédimentaire. Il s'agit, là aussi, d'un effet de la circulation des nappes d'eau probablement

au niveau de leur zone de battement. Ces phénomènes sont postérieurs à la sédimentation. Bien que leurs effets concourent à l'élaboration du « faciès caractéristique » de certains niveaux, ils ne doivent pas être pris en considération dans la reconstitution paléogéographique du milieu de dépôt. Ils traduisent des évolutions postérieures difficiles à dater, dont certaines peuvent être anciennes et d'autres plus récentes.

Certains feldspaths se présentent actuellement comme des taches argileuses dans les grès non protégés par un ciment calcaire. Au moment de leur dépôt, les feldspaths étaient cependant des particules cohérentes susceptibles de subir un transport. Leur altération semble être liée à des processus pédologiques quaternaires.

La calcite des niveaux d'Elrhas est susceptible d'être remise en mouvement après la sédimentation. Elle a une tendance marquée à se regrouper en zones sphériques dans les grès dont elle forme le ciment. L'érosion dégage, par la suite, des sphères de grès à ciment calcaire (planche II, photo. n° 2). On peut observer que les boules à ciment de calcite se développent indépendamment des stratifications entrecroisées du dépôt, qui sont recoupées par leurs contours.

La barytine se présente souvent avec les mêmes caractères. Comme pour la calcite, les sphères de grès à ciment de barytine se localisent souvent dans un horizon stratigraphique particulier, surtout au sein de la formation d'Elrhas.

Il s'agit là probablement de phénomènes qui sont en relation plus avec l'épigenèse qu'avec la diagenèse. La remise en mouvement de la calcite et de la barytine par la circulation des eaux est très souvent soulignée par des filonets et une imprégnation plus fréquente des grès au voisinage des failles (Mazelet, Zélik, etc...).

Le cuivre et l'uranium subissent, eux aussi, des déplacements après la sédimentation. Ils peuvent se regrouper dans le ciment des grès de certains niveaux ou aux abords des failles. L'uranium semble avoir une prédilection pour certains bois silicifiés et ossements de Vertébrés. Il semble que ces phénomènes peuvent être mis en relation avec le régime d'écoulement des nappes d'eau qui ont imprégné les sédiments. Si l'on en juge par les teneurs en cuivre et en uranium des eaux actuelles, cette évolution peut sans doute se continuer au cours du Quaternaire. Ces différentes migrations d'éléments au sein des sédiments aboutissent à modifier localement l'aspect originel des dépôts. Mais il s'agit d'actions relativement limitées comparées aux modifications puissantes des zones d'altérations que nous rencontrerons ailleurs. On peut sans doute en déduire qu'à l'époque de ces altérations, la région de l'Aïr et du Tégama septentrional était protégée par une couverture assez épaisse de sédiments. Ces niveaux, sur lesquels des modifications profondes ont pu s'inscrire, auraient été érodés par la suite, et des roches relativement saines sont venues à l'affleurement. Cela peut s'expliquer par un mouvement général positif de ces régions après l'époque des altérations.

c) RÉPARTITION DES DOMAINES

Les dépôts lacustres correspondent, sur les coupes stratigraphiques, à une époque précédée et suivie par les dépôts fluviatiles. Cependant, les nombreux épisodes détritiques grossiers au sein des dépôts lacustres attestent que les lacs étaient alimentés par des fleuves identiques à ceux qui coulaient sur la région avant et après l'extension des lacs.

On n'observe pas, à l'échelle de la formation, le passage latéral de la série lacustre à la série fluviatile dans la direction du massif de l'Aïr. Au contraire, au Sud-Est de l'Azaouageur, les dépôts lacustres transgressent sur le socle sur lequel ils reposent directement. Les fleuves ne venaient donc pas de cette direction. En outre, l'orientation des stratifications obliques et entrecroisées semble le plus souvent indiquer un écoulement venant de l'Est.

Ces remarques s'accordent avec le fait que les régions orientales ne sont recouvertes que par les niveaux les plus élevés du groupe du Tégama.

Le domaine de sédimentation semble limité vers le Sud (au Nord du Damagaram) et vers le Nord-Est au Djado méridional. Dans ces directions, en effet, les dépôts n'existent pas et seuls les

niveaux élevés de l'échelle stratigraphique reposent sur des terrains anciens. Sur de hauts sommets de l'Aïr, en revanche, des témoins indiquent qu'à cette époque la surface topographique était remarquablement basse. Une part au moins de l'actuel massif appartenait alors au domaine abaissé et recevait une sédimentation active (H. FAURE, 1959a).

Deux conclusions semblent se dégager en ce qui concerne la répartition des domaines :

- un domaine occidental abaissé s'oppose au domaine oriental et méridional en relief
- au cours du Crétacé inférieur, le domaine oriental s'enfonce progressivement et reçoit, à son tour, les derniers termes de la série stratigraphique.

Le Niger occidental, le Mali oriental et le Sokoto, semblent, à cette époque, appartenir au domaine continental en relief. Les sédiments les plus anciens qu'on y rencontre sont en effet plus récents que ceux du Niger oriental. Bien que de même faciès, ils appartiendraient surtout au Crétacé supérieur.

Le bassin de sédimentation du Crétacé inférieur du Niger semble donc borné à l'Est et à l'Ouest. Vers le Nord, au contraire, les limites que nous observons sont des limites d'érosion.

d) RELATIONS POSSIBLES DU DOMAINE CONTINENTAL DE SÉDIMENTATION AVEC LE DOMAINE MARIN

En Nigeria, la partie médiane argileuse des « Bima Sandstones » est mise en parallèle avec la transgression marine albienne connue au Sud. Les dépôts en seraient un équivalent latéral (E. A. TAIT, Y. D. CARTER, W. BARBER, G. P. JONES, 1960). De même au Tinnert, certains niveaux de la série du Djoua ont été comparés à des termes de la série marine connue au Nord (J. P. LEFRANC, 1959).

Au Niger, le groupe du Tégama présente des faciès qui ont un caractère continental accusé. Les relations de ces dépôts avec des formations marines contemporaines sont très problématiques. Il n'y a pas actuellement continuité apparente des sédiments des domaines marins et continentaux. Les dépôts ont été érodés sur les aires soulevées du Nord et on ne connaît pas la nature des termes cachés en profondeur sous le Crétacé supérieur, entre la Bénoué, la Gongola et le Niger oriental. Il ne semble pas néanmoins que ces régions aient été séparées par des reliefs à cette époque si l'on se réfère aux profils donnés par les études géophysiques.

Nous aurions tendance à admettre que les zones d'épandages continentales du Niger se situaient un peu au-dessus du niveau de la mer. Elles ne se présentaient sans doute pas comme les actuels bassins du Tchad ou du Kalahari, très au-dessus de ce niveau et parfaitement isolés (1). En effet, la suite de l'histoire géologique nous montrera l'apparition de quelques intercalations à faunes marines, qui se font sans discordance ni changement brutal dans l'évolution tectonique du pays et qu'un léger enfouissement suffit à expliquer.

2. Paysages du Cénomaniens et du Turonien

a) L'INSTALLATION DU DOMAINE MARIN

Dans la partie moyenne du Niger oriental, les dépôts de type continental se poursuivent au cours du Cénomaniens inférieur (formation de Farak). Les différents niveaux ont une granulométrie moyenne plus fine qu'au cours des épisodes fluviaux du Crétacé inférieur. Les bancs argileux

(1) Le fleuve Mékong est à 41 m d'altitude à 731 km de son embouchure. En de nombreux points, son lit se trouve *au-dessous* du niveau de la mer, même à 500 km de son embouchure. Son bassin d'alimentation est de 795 000 km². Le bassin des grands lacs du Cambodge est situé en bordure de la mer de Chine. (B. DUSSART (1962), *Cah. Pacifique, Fr.*, n° 4. Peut-être peut-on voir là quelques images transposables à certains paysages du « Continental intercalaire ».

massifs ont une composition voisine (la montmorillonite domine la kaolinite et l'illite). Dans l'ensemble les différentes roches sont plus finement stratifiées. Les lentilles grossières sont moins abondantes, les bois silicifiés plus rares. Il semble que le milieu de dépôt marque des conditions moins perturbées, plus régulières, qui annoncent la sédimentation à faune marine du Cénomanién supérieur. Celui-ci débute par le banc calcaire à *Neolobites*.

Dans la région d'Alanlara et du bassin de Bilma, les niveaux équivalents ont une granulométrie encore plus fine. Les silts lités en minces plaquettes sont caractéristiques du faciès pétrographique. Ils sont associés à des argiles vertes et admettent des lentilles calcaires. La continuité des apports continentaux et le voisinage de terres émergées sont attestés par quelques ossements de Dinosaures. Les *Ceratodus* sont également représentés. Mais, pour la première fois, de minces plaques calcaires noires livrent d'abondants débris d'*Huitres marines*, et ceci à plus de 100 m sous la dalle à *Neolobites* qui, dans les autres régions, constitue le premier terme franchement marin. En certains points, et notamment vers Arentigué et au Damerbou (F. JOULIA, 1951), la dalle calcaire à *Neolobites* peut elle-même devenir gréseuse ou être absente. Ces variations dans les faciès semblent indiquer que la mer s'est installée plus tôt dans le Nord du Niger que dans le Sud, l'Ouest et le Nord-Est.

Plusieurs points méritent d'être soulignés à nouveau :

1) Le sens général, dans la stratigraphie, de l'évolution des sédiments vers des faciès de plus en plus fins et chimiques. La séquence globale est positive à l'échelle de la formation. Cependant, dans le détail, les intercalations variées constituent une séquence irrégulièrement oscillante.

2) La concordance des premiers niveaux à faune marine avec l'ensemble détritique inférieur. L'ancien bassin crétacé inférieur est ainsi apte à recevoir la mer là où il poursuit son mouvement négatif.

3) L'apparition progressive des niveaux marins dans une série dont le faciès est assez voisin de celui des formations continentales sous-jacentes.

4) Enfin la situation stratigraphique plus ou moins tardive dans le Cénomanién, et même dans le Turonien, des niveaux franchement marins. Les quelques points dont nous disposons semblent donner une composante N-S à la transgression marine.

Ces faits traduisent le caractère progressif de l'ingression marine qui se fait sur un pays très plat, depuis longtemps soumis à une sédimentation terrigène. *L'arrivée de la mer ne correspond pas à un approfondissement tectonique brutal, mais à l'enfoncement, sous le niveau de la mer, de la surface d'un bassin subsident préexistant.* Celui-ci continue à recevoir un matériel continental peu différencié. Puis, peu à peu, une sédimentation nouvelle s'installe.

b) LE DOMAINE MARIN ET SON MILIEU

Dans les régions les plus typiques (Alanlara, centre et Sud du bassin de Bilma, N'Guini, Damerbou), les niveaux à faune marine du Cénomanién supérieur et du Turonien inférieur sont constitués essentiellement d'argiles feuilletées et de dalles calcaires. Les bancs sableux ou gréseux sont absents ou très localisés.

a) Le milieu de la sédimentation gréseuse et silteuse

Les bancs sableux à grain fin très homogène et les silts sont intercalés dans la série marine, essentiellement à sa base et à son sommet. Ils n'apparaissent au sein du Cénomanién supérieur et du Turonien inférieur qu'en des points bien localisés, au voisinage des zones proches des continents où ils annoncent la sédimentation terrigène plus grossière.

Ces grès sont très différents des grès grossiers hétérogènes du Crétacé inférieur. Ce sont de véritables grès, alors que les roches examinées précédemment répondaient très généralement à la définition des « grits » (grès grossiers à grains anguleux). On peut penser que ce matériel a subi un classement et une usure dus à un transport ou à un séjour effectué dans une nappe liquide beaucoup plus stable et étendue. Silts et grès véritables seraient des matériaux terrigènes sélectionnés, déposés en

mer à proximité des rivages. Leur sédimentation, puis leur évolution, s'est faite parfois dans un milieu réducteur comme le témoigne le ciment qui peut être pyriteux (Kandel Fadeï, voir p. 162). Il peut s'y associer de la glauconie.

β) *Le milieu de la sédimentation argileuse*

Les niveaux argileux, épais de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, ont une texture feuilletée différente de celle des argiles massives du Crétacé inférieur. Ceci indique un milieu de dépôt peu agité. L'absence de sable et de silt dans les argiles confirme que l'apport des éléments pondérables a cessé. Les minéraux argileux sont les mêmes que dans la formation continentale d'Elrhas, mais la montmorillonite est présente en plus forte proportion (60 %), associée à l'illite, à la chlorite et à la kaolinite.

On peut penser que les mêmes éléments très fins, hérités du continent, se déversent non plus dans des lacs mais dans la mer. L'apparition de l'attapulgit (Alanlara) cependant permet d'affirmer l'existence de minéraux néoformés. Il est possible qu'une part de la montmorillonite ait la même origine, puisqu'à cette époque, comme nous le verrons, la kaolinite semble le seul élément stable dans les sols du continent. Enfin, la glauconie présente en certains points, est également élaborée dans la mer.

γ) *Le milieu de la sédimentation calcaire*

Au sein des argiles feuilletées, le calcaire apparaît en dalles épaisses de quelques centimètres à quelques décimètres. Quantitativement, il ne forme qu'une fraction très faible de la série (moins de 5 %). Mais son importance est grande, car le milieu calcaire a été favorable à la conservation d'une faune extrêmement abondante.

On doit admettre que, périodiquement, les conditions étaient réunies pour la précipitation massive, mais localisée dans le temps, du carbonate de calcium. Ces périodes de brève durée ne semblent pas en rapport avec un changement dans la profondeur du bassin ou avec une modification brutale des apports. Ce serait plutôt le reflet de variations propres au milieu marin. Température plus élevée, concentration arrivée à saturation, changements dans les courants, suffisent pour expliquer le passage de la sédimentation argileuse en partie chimique à la sédimentation calcaire. Ces changements semblent très uniformes dans tout le bassin car ils conduisent à des aspects identiques des lumachelles calcaires de même âge dans les différents gisements. On peut se demander si les brefs épisodes de la sédimentation calcaire ne traduiraient pas des périodes défavorables à la vie. La présence des lumachelles implique la mort de millions d'individus de tous genres. L'accumulation des coquilles calcaires entraînerait un changement dans la chimie du milieu favorisant la précipitation du ciment calcaire, alors que cesse provisoirement le dépôt des argiles.

Il ne paraît donc pas nécessaire ici de considérer les lumachelles comme l'indice d'une plage ou de la diminution de profondeur du bassin. Leur extension est trop grande, leur présence trop constante. De plus, dans ces bancs, la phase détritique terrigène est absente.

En résumé : la mer du Cénomanien supérieur et du Turonien inférieur, sans doute épicon-tinentale, est largement ouverte vers l'océan. La faune y est riche en éléments sténohalins (Oursins, Ammonites) dont certains genres sont connus de l'Asie jusqu'en Amérique du Sud. La sédimentation y est très uniforme. Au cœur du bassin, la phase détritique pondérable est négligeable. Seuls peuvent y parvenir du continent des éléments chimiques en solution et sans doute une phase très fine argileuse issue de l'érosion des sols et des roches sédimentaires.

c) LE DOMAINE CONTINENTAL DE SÉDIMENTATION

Les dépôts marins s'étendent sur de très grandes surfaces et traduisent des conditions très uniformes. En quelques points cependant des formations détritiques contemporaines ont pu être

prises en évidence sur des aires réduites et localisées. Ces faciès délimitent les frontières de la mer saharienne.

Au Nord de Bilma, dans la région de Cheffadène et d'Arentigué, l'étude relativement détaillée de l'évolution des faciès marins a souligné le sens des modifications qui interviennent dans les dépôts en direction du continent :

- disparition des calcaires qui se chargent en silts et en oxydes de fer
- modification de la nature des minéraux argileux qui deviennent essentiellement kaoliniques
- multiplication des niveaux gréseux de plus en plus grossiers

Ces transformations s'effectuent sur plusieurs dizaines de kilomètres. Sur cette distance, il est pratiquement impossible de placer la limite exacte entre les sédiments déposés sous la mer et ceux qui appartiennent au domaine continental de sédimentation. La transition apparaît progressive dans l'espace. La présence de quelques fossiles marins dans des faciès identiques à ceux des séries considérées comme typiquement continentales conduit à l'interprétation suivante : *les matériaux de « faciès continental » issus de l'érosion des zones émergées se sont déposés sous la mer jusqu'à une certaine distance de la côte.* Les sédiments n'ont pas le temps ni la possibilité de subir une évolution mécanique ou chimique marquant l'empreinte du milieu marin. En revanche, ils peuvent avoir supporté des altérations supplémentaires lors d'émersions marquées par les remaniements. Cette zone de transition présente les caractères d'un *delta*.

En suivant les niveaux en direction opposée à la mer, on atteint des régions où la sédimentation a pu être véritablement purement continentale et s'être effectuée un peu au-dessus du niveau marin. On remarque que l'étendue de ces derniers dépôts est relativement restreinte (Oléki, Koutous *pro parte*).

On saisit ici la difficulté qu'il y a à classer génétiquement un dépôt. Les hésitations du géologue ne font que traduire les hésitations de la nature et la lente mise en place des domaines géographiques.

d) LE DOMAINE CONTINENTAL D'ÉROSION OU D'ALTÉRATION

Au Cénomanién supérieur et au Turonien inférieur, la masse des dépôts chimiques ou argileux feuilletés est quantitativement beaucoup plus grande que celle des dépôts détritiques de même âge. L'ensemble du continent devait être soumis à une altération intense et à une érosion modérée. La période se rapproche de la biostasie idéale de H. ERHART (1956). Il faut alors imaginer un continent aplani soumis à un climat chaud et humide. La grande forêt qui devrait compléter ce paysage n'a laissé que peu de traces : R. LAMBERT (1943) a signalé un petit niveau de lignite dans le Damergou, auquel il faut ajouter les feuilles d'Angiospermes dicotylédones d'Arentigué et Séguédine. Sans doute, le milieu très oxydant dans les zones émergées contribuait-il à détruire la matière végétale avant sa fossilisation. Les plantes de Séguédine sont en empreintes et toute trace de matière organique a disparu.

Ce continent, aux reliefs imparfaitement effacés, était traversé de grands fleuves. Ils charriaient une phase détritique altérée dont les dépôts actuellement observables sont localisés à des zones deltaïques en bordure de la mer.

En dehors de ces quelques indices, on connaît peu de choses de ces continents, car leur surface est, soit enfouie sous les dépôts plus récents, soit profondément entaillée par les érosions ultérieures. Les matériaux accumulés au Turonien supérieur, et au Sénonien, par leur caractère chimique ou leur nature altérée, confirmeront qu'ils sont issus de ce domaine latéritisé.

e) RÉPARTITION ET EXTENSION DES DOMAINES

Les affleurements du Cénomano-Turonien correspondent à l'intersection de ces niveaux stratigraphiques par la surface topographique actuelle. Les termes correspondant à cet étage sont

compris en général sans discordance majeure entre des formations plus anciennes et plus récentes. Une partie considérable des dépôts a été érodée là où affleurent des terrains anciens. Une autre partie reste cachée sous les termes plus jeunes. En outre, les recouvrements quaternaires masquent une part de la structure du pays dont seules les grandes lignes apparaissent.

La situation tectonique et morphologique des affleurements est diverse : synclinaux ou anticlinaux (Bilma, Cheffadène), fossé (Alanlara), buttes témoins (N'Guini, Damergou). En outre, les profils géophysiques ont pu suivre leur extension cachée parfois dans de profonds sillons (Termit, Nord et Sud-Ouest du lac Tchad).

L'évidence du terrain permet de démontrer que ces dispositions proviennent d'une tectonique dont la phase majeure est postérieure au Turonien et sans doute au Sénonien. En outre, l'érosion la plus importante est postérieure à cette tectonique. La continuité des dépôts d'un affleurement à l'autre est nécessaire pour combler les vides laissés par l'érosion. L'identité des faunes, leur caractère sténohalin, l'uniformité des faciès dans le bassin, confirment d'ailleurs la continuité de la mer qui s'étendait largement entre Bilma et le Damergou et vers l'Aïr.

Quelques points du littoral peuvent être mis en évidence par les variations de faciès. Ces frontières de la mer ne coïncident ni avec les limites actuelles des affleurements, ni avec la proximité du massif cristallin de l'Aïr. Le faciès du Cénomanién et du Turonien d'Alanlara est le plus typiquement marin et le moins littoral que l'on connaisse. Les clastiques en sont absents, l'attapulгите y apparaît. En ce point cependant, les niveaux marins sont en contact avec le massif de l'Aïr. Le contact se fait par faille. En prolongeant les niveaux plissés, on constate que leur partie érodée s'étendait bien au-dessus du socle cristallin.

Nous ne pensons donc pas nécessaire de retenir la région de l'Aïr parmi les massifs émergés de l'époque cénomano-turonienne. Par contre, un continent existait vers le Djado et le Tchad oriental. Un autre semble très probable vers le Damagaram et le Koutous.

D'une façon générale, les régions où le Cénomanién et le Turonien ne sont pas représentés, mais où des dépôts plus récents se sont accumulés, apportent la présomption, sinon la certitude, de l'existence d'un continent ancien à leur emplacement. Ce continent peut être contemporain des dépôts marins qui manquent par lacune. Il peut aussi avoir surgi après leurs dépôts si ceux-ci manquent par érosion. L'âge des termes plus récents accumulés fournit une limite supérieure à l'âge du continent.

Pour cette raison nous rattachons la partie orientale de l'actuelle cuvette du Tchad au continent « Djado-Tchadien ». Le Niger occidental, le Sokoto, l'adjar des Iforas et le Mali, appartenaient peut-être à un grand continent qui se serait étendu de Taoudeni au Liptako. Seul dans cette région l'étroit fossé de Gao a peut-être connu une sédimentation marine avant le Sénonien (H. RADIER, 1957). Le continent du « Liptako-Sokoto » et celui du Damagaram étaient peut-être rattachés par la partie nord du bouclier de la Nigeria. A l'Est, en revanche, entre le continent « djado-tchadien » et celui du « Niger méridional », un bassin (ou un sillon) pouvait exister et faire communiquer la mer nigérienne avec celle de la Bénoué et de la Gongola. Dans ce secteur, les études géophysiques et les forages (Maïdiguri en Nigeria) indiquent l'existence d'un Crétacé supérieur marin épais. Par cette voie, les faunes de *Nigericeras*, puis les *Pseudotissotia*, circulaient librement. L'absence de *Neolobites* en Nigeria et l'existence de « faciès de transition » au Cénomanién supérieur (formation de Yolde), indiquent peut-être que les communications marines ne se sont effectuées largement qu'au début Turonien.

Vers le Nord, 900 à 1 000 km séparent les affleurements les plus septentrionaux du Niger (Cheffadène, Alanlara) des témoins les plus méridionaux du Tinrhert et d'Amguid. Des soulèvements ont affecté cette région. L'érosion considérable qui a suivi ne permet pas de suivre l'extension des dépôts de la mer dans cette direction. Une hypothèse doit être proposée pour justifier une communication N-S probable.

Nous pouvons rappeler qu'une partie des massifs actuels n'existait pas à la fin du Crétacé inférieur. Ils étaient alors en partie soumis à une sédimentation active qui a laissé quelques témoins (Aïr, Sérouenet) (P. BORDET, 1954 ; J.M. RÉMY, 1959 ; H. FAURE, 1959a). Aucun indice ne vient

apporter la preuve de l'apparition de ces massifs au début du Crétacé supérieur. A leur voisinage immédiat, des témoins de Cénomaniens franchement marin apparaissent en concordance sur le Crétacé inférieur. On doit en conclure qu'il pouvait alors ne pas exister d'obstacle au passage de la mer sur une partie au moins des régions actuellement occupées par les massifs centraux sahariens.

3. Paysages du Sénonien

a) SÉNONIEN INFÉRIEUR ET MOYEN :

LE LENT DÉPART DE LA MER DE L'EST VERS L'OUEST ET DU NORD AU SUD

Dans la plupart des régions étudiées, le Turonien inférieur marque, dans l'histoire géologique, l'époque du dépôt des formations marines les plus typiques. Le Turonien supérieur sans Ammonite, et où les intercalations de grès fin sont nombreuses, traduit en général l'atténuation des conditions marines. D'Agadem à Cheffadène, en passant par Kafra, les niveaux gréseux se multiplient dans le Sénonien inférieur. Les faunes marines comportent alors essentiellement des Lamellibranches et quelques Gastéropodes. En outre, l'oxyde de fer devient très abondant, les argiles plus riches en kaolinite, le calcaire totalement absent. D'une façon générale, le faciès évolue vers des termes de moins en moins « marins » et de plus en plus « continentaux ». On observe sur la verticale une succession rappelant l'évolution qui a été notée latéralement en bordure du bassin, au Turonien inférieur, vers Arentigué.

A la même époque, au Niger occidental, la sédimentation est essentiellement chimique (« série des calcaires blancs » de J. GREIGERT, 1957, 1961). Dans le Damergou, les termes correspondants semblent moins épais et moins calcaires.

Dans l'Aschia Tinamou et au Sud de Termit, la sédimentation argileuse, en grande partie chimique (attapulgites), est active. Les épaisseurs seraient considérables. L'âge coniacien d'une partie de ces dépôts est donné par les *Tissotia* cf. *latelobata* du puits de l'Aschia Tinamou. A cette époque, un profond sillon à l'abri de tout apport terrigène existait dans ce secteur. La série est ici très comparable à ce qu'elle est au Nord de la Bénoué (« shales » à dents de poissons du sondage de Maïduguri). La continuité des couches, sous une épaisse couverture, apporte la preuve d'une communication marine facile avec le Sud.

Il n'est pas possible de préciser les limites exactes de la mer sénonienne qui se retire progressivement à cette époque. Quelques images peuvent être données pour fixer les paysages paléogéographiques.

A l'Est, le continent « djado-tchadien » semble amorcer un mouvement positif qui entraîne le recul de la mer vers l'Ouest. Des dépôts de faciès « sidérolithique », très littoraux, qui se rencontrent d'Arentigué à Agadem, indiquent la proximité de ce continent altéré qui s'érode. A Agadem cependant, la plus faible proportion de quartz détritique indique que le retrait de la mer se faisait non seulement de l'Est vers l'Ouest mais aussi du Nord au Sud.

Un profond sillon, dont on connaît mal les contours, semble occuper la région au Nord et à l'Ouest du lac Tchad et se relier à la Gongola et à la Bénoué.

Plus à l'Ouest, les dépôts qui ont pu se faire à cette époque ont disparu par érosion sur le Tégama. Seuls, les témoins du Damergou indiquent que la mer était sans doute peu profonde. Un haut fond existait entre le sillon de Termit et la mer des calcaires blancs. Les « Lower sandstones » du Niger occidental succèdent aux calcaires blancs (J. GREIGERT, 1957) et traduisent la faible profondeur de la mer en direction d'un continent qui occupe encore le Sud du Sokoto avant le Maestrichtien.

H. RADIER (1953, 1957) a noté le lent déplacement vers l'Ouest de la mer au cours du Crétacé supérieur. Alors qu'à l'Est, le continent « djado-tchadien » se soulevait et s'étendait, à l'Ouest, le continent du « Liptako-Sokoto » au contraire s'abaissait et commençait à être envahi par la mer qui marquera ici son apogée au Maestrichtien et à l'Eocène inférieur.

b) SÉNONIEN SUPÉRIEUR. MAESTRICHTIEN, DANIEN (ET DÉBUT DU TERTIAIRE)

Les formations gréseuses sans fossiles marins mais avec quelques végétaux succèdent, apparemment sans hiatus important, aux derniers niveaux d'aspect assez semblable mais où quelques marques du milieu marin sont discernables (glauconie, Lamellibranches).

Cette transition progressive dans le temps ne se fait pas partout au même instant. Au Nord de Bilma, elle pouvait commencer dès le Turonien; à Kafra, au Sénonien moyen; à Agadem, au Sénonien supérieur, de même qu'à Termit. La mer continue son mouvement de recul vers l'Ouest et le Sud. Cependant les sédiments ne cessent pas de s'accumuler. Les formations de Bilma, de Termit, de Galhama, du Koutous (*pro parte*), ne sont pas exactement synchrones mais attestent que la sédimentation de type sidérolithique s'est poursuivie dans ces régions, au cours du Crétacé terminal et peut-être au début du Tertiaire. Les matériaux plus ou moins altérés, érodés des anciens manteaux d'altérations, se déposent alors dans les zones basses continentales mais largement ouvertes vers la mer occidentale et méridionale.

En revanche, après quelques hésitations, la sédimentation marine s'établit vers l'Ouest du Niger, au Sokoto et au Mali. L'Adrar des Iforas devait être recouvert par les eaux (d'après une communication orale de J. GREIGERT). Dans ces régions, le Maestrichtien est franchement marin, les Ammonites sont présentes (*Libyoceras*). Entre les « Lower » et « Upper sandstones », la sédimentation chimique atteste la continuité des apports solubles qui parviennent à ces régions à l'abri des envahissements sableux.

Il se peut que le continent oriental qui s'élève, et dont les limites ont largement progressé vers l'Ouest, présente alors des reliefs suffisants pour expliquer la masse clastique qui l'entoure. A la même époque, au contraire, le continent occidental depuis longtemps érodé et qui s'abaisse pour recevoir la transgression maestrichtienne, atteint un stade sénil aux reliefs émoussés où la latéritisation s'installe plus aisément.

Vers la fin du Crétacé ou au début du Tertiaire, les actions tectoniques semblent atteindre un paroxysme. Ces actions n'ont jamais cessé au cours du Crétacé inférieur et supérieur. Elles sont marquées à la fois par les mouvements épéirogéniques inscrits dans la sédimentation et par des fractures qui peuvent avoir rejoué plusieurs fois et même influencé la sédimentation locale. La direction des failles principales est NW-SE et correspond à une direction privilégiée de cassures précambriennes. Le volcanisme, par contre, n'apparaît pas dans nos régions avant le Crétacé terminal.

De grandes fractures, auxquelles s'associent des plissements locaux mais parfois intenses, affectent les grès de Termit. Leur rejeu, après le « Continental terminal », sera en général mineur. C'est sans doute à cette époque également que le fossé du Téfidet prend naissance dans le prolongement du sillon coniacien de l'Aschia Tinamou. Déjà, à cette époque, l'Est du Hoggar et l'Aïr amorçaient leur mouvement positif.

Cette association des grandes fractures avec les mouvements épéirogéniques est un phénomène général dans les aires de plates-formes. Il a été décrit et étudié en détail dans la région des « rift valleys » notamment. (F. DIXEY, 1956, E. KRENKEL, 1957, S. W. CAREY, 1957, R. W. GIRDLER, 1958, D. W. BISHOPP, 1959, in A. M. QUENNELL, 1960, etc.). Pour A. M. QUENNELL (1960), il convient de séparer les entités crustales de premier ordre: bombements (swells) et boucliers (shields), des entités de second ordre: bassins et dômes mineurs dans les bombements principaux. Les structures faillées seraient la manifestation du réajustement isostatique dû à la tension de la croûte terrestre lorsqu'elle est soumise aux conséquences de la montée du bombement.

La mise en place des pitons de roches basaltiques à travers les grès du Téfidet et de Termit (Sountellane, près de Gossolorom) semble dater de cette époque. Ces pitons marquent l'apparition de tout un cortège d'appareils volcaniques dont les plus récents sont quaternaires. La disposition de ces volcans suit la zone de fractures qui, de l'Aïr, au Nord du lac Tchad, traverse indifféremment bombements et bassins.

Ces mouvements aboutissent à la formation d'une chaîne plissée au sens où on l'entend pour celle de la Bénoué (J. DE BEAUREGARD *et al.*, 1952; E. ROCH, 1953). La longueur de la chaîne dépasse 400 km. Une importante érosion détruira ces reliefs avant le « Continental terminal » qui, à Termit sud, repose en discordance angulaire sur le Crétacé terminal fortement incliné.

4. Paysages de l'Eocène inférieur

a) LE DOMAINE MARIN

Après le Maestrichtien et le Danien, la mer du Paléocène et de l'Eocène inférieur reste confinée au Niger occidental, au Mali et au Sokoto. D'un autre côté, le golfe éocène de Libye s'étend jusqu'au Nord du Tibesti.

A l'Eocène inférieur, la sédimentation détritique est réduite, nulle ou inconnue. Il n'y a plus, semble-t-il, de large zone de transition à sédimentation sableuse marine ou continentale qui fasse hésiter sur les limites des domaines. L'opposition entre les mers et les continents est très nette.

Dans les mers, la sédimentation essentiellement chimique comprend des attapulgites et des calcaires. Ces dépôts correspondent à des apports d'éléments solubles. Des faunes d'Oursins et de Nautilés indiquent un milieu sténohalin.

b) LE DOMAINE CONTINENTAL D'ALTÉRATION

Le paysage des continents voisins de ces mers est considéré comme reflétant les conditions idéales de la biostasie (H. ERHART, 1956; H. RADIER, 1957; M. SLANSKY, 1959; P. ELOUARD, 1959).

Au Niger oriental, des lambeaux de la surface continentale éocène sont parfois conservés sous les termes plus récents discordants. L'étude des phénomènes qui ont affecté cette surface avant son enfouissement vient heureusement confirmer l'hypothèse avancée par les auteurs ayant étudié le domaine marin.

Cette surface porte la trace d'altérations profondes qui indiquent une oxydation généralisée (kaolins, bauxites, alunites). Un manteau d'altération affectant le Crétacé terminal et fossilisé par le « Continental terminal », a été mis en évidence. Ainsi une latéritisation intense caractérise le continent, alors que dans la mer les apports détritiques cessent et que la sédimentation chimique prévaut.

On peut donc admettre qu'à cette époque le continent présentait des reliefs très aplanis ou faiblement ondulés, favorables à une altération profonde et à une érosion très modérée. Le climat devait être *chaud et pluvieux*, de type équatorial ou tropical humide. Les grands fleuves charriaient une phase clastique réduite par rapport aux éléments dissous ou dispersés. Les forêts couvraient sans doute le continent et contribuaient à protéger les sols. Des témoins de cette végétation existent dans des dépôts du Crétacé terminal et du Tertiaire de la Nigeria (upper coal measure, lignite group).

Le fer, solubilisé à cette époque de ferrallitisation, ne parvient pas en grande abondance dans les sédiments marins contemporains. Un milieu suffisamment réducteur permettait peut-être le maintien du fer en solution dans la mer. Il est plus probable cependant qu'une partie importante du fer est restée sur le continent dans des entités pédologiques. Les conditions nécessaires à l'élaboration des cuirasses ferrugineuses sont connues (R. MAIGNIEN, 1958). Le cuirassement est un phénomène distinct de la ferrallitisation. Il se développe notablement en milieu oxygéné, ou lorsque le drainage est entravé par une topographie plane, ou encore lorsque le climat évolue vers une moins grande humidité (climat soudano-guinéen). (R. MAIGNIEN, 1958). Des dispositions morphologiques ou des variations climatiques favorables au cuirassement ont pu exister depuis le Crétacé et particulièrement à l'Eocène. L'hypothèse de la « mise en réserve » du fer dans les cuirasses expliquerait en partie l'apparition tardive de la sédimentation ferrugineuse au « Continental terminal » (voir p. 495).

c) RÉPARTITION DES DOMAINES

Nous savons que les dépôts de la mer de l'Eocène inférieur occupent le Niger occidental, le Mali, le Sokoto, à l'Est d'une ligne parallèle au fleuve Niger (fig. 160). Les limites d'érosion et la morphologie laissent supposer qu'une partie de l'Adrar des Iforas pouvait être recouverte. Une liaison pouvait peut-être exister avec la mer du Tinnherth par le Tanezrouft. Il n'est pas possible de préciser l'emplacement d'une communication avec les « bassins côtiers », notamment celui du Dahomey et de la Nigeria. (Les faunes de poissons indiquent cependant une liaison directe).

Entre le golfe de Libye et la mer nigérienne, la lacune de l'Eocène marin semble démontrée aussi bien sur les bombements que dans les dépressions actuelles. En particulier, les sondages effectués dans la cuvette du Tchad rencontrent directement le socle ou le Crétacé supérieur marin sous le Quaternaire (ou le Tertiaire continental possible). L'ancien passage ouvert sur la Gongola et la Bénoué au Turonien et au Sénonien est maintenant fermé. Le continent djado-tchadien, envahi au Nord par la mer du Tibesti septentrional, s'est considérablement déplacé vers l'Ouest et le Sud. Quelques lambeaux de sa surface altérée existent encore actuellement.

Vers l'Ouest le Gourma, le Liptako, sont également émergés et profondément latéritisés. La majeure partie du Hoggar oriental devait être émergée. Sa surface très aplanie était également soumise à une altération intense dont on ne retrouve en général plus trace, car les matériaux résiduels ont été érodés et ont alimenté les faciès sidérolithiques du « Continental terminal ».

5. *Paysages de l'Eocène supérieur, de l'Oligocène (et du Miocène ?)*

Les sédiments déposés après l'Eocène inférieur ou moyen sont de faciès sidérolithique. Ils comprennent cependant des couches d'oolithes ferrugineuses provenant d'une précipitation chimique en milieu liquide. Les matériaux sont issus de domaines altérés, soulevés, puis attaqués par une érosion active et soumis à la ferrallitisation.

Le domaine de sédimentation s'étend à la fois sur l'ancien domaine marin éocène et sur l'ancien domaine continental altéré de cette époque. Dans le premier cas, il y a concordance du « Continental terminal » sur l'Eocène marin. Dans le second cas, il y a discordance et transgression géographique du « Continental terminal » sur des terrains plus anciens.

a) LE DOMAINE DE LA SÉDIMENTATION

α) Sédimentation sur l'ancien domaine marin éocène inférieur

Au Sokoto, au Mali, au Niger occidental, les grès argileux à couches d'oolithes ferrugineuses succèdent aux calcaires et attapulgites marins de l'Eocène inférieur (ou moyen). J. FALCONER (1911) considérait les oolithes comme marquant la fin de la sédimentation marine. Depuis, par contre, on a coutume de fixer la base du « Continental terminal » sous les premiers dépôts clastiques qui précèdent de quelques mètres les oolithes. Dans les régions d'affleurements le « Continental terminal », dont le sommet est érodé, a une puissance inférieure à 50 ou 100 m. Le sondage de Dogondoutchi a traversé ces terrains sur 400 m d'épaisseur (J. GREIGERT, 1961). Les niveaux d'oolithe ferrugineuse sont situés vers la base de la formation. Ils ont une puissance variable et peuvent atteindre ou dépasser 20 m d'épaisseur.

Dans ces régions, la sédimentation de type « continental » a succédé sans hiatus important à la sédimentation marine (1). L'hypothèse du déversement de matériaux d'origine terrigène dans l'ancien

(1) J. GREIGERT (1953) écrit : « il y a concordance et passage insensible de faciès entre l'Eocène marin et ce continental, dont la base peut donc être d'âge éocène ».

bassin peut être avancée comme pour le Crétacé supérieur. L'absence de faune marine semble indiquer que la mer s'est préalablement retirée. Nous verrons plus loin quelles indications peuvent être tirées de la présence d'oolithes ferrugineuses.

β) *Sédimentation sur l'ancien domaine altéré*

Le « Continental terminal » s'étend largement sur des régions que la mer éocène n'a pas recouvertes (Niger oriental, Liptako). Sa constitution reste la même, en particulier les oolithes ferrugineuses sont toujours caractéristiques dans sa partie inférieure. Les régions où ces dépôts se sont accumulés sont passées d'un domaine continental émergé à un domaine relativement abaissé. Ce domaine est extrêmement plat, temporairement recouvert par une nappe d'eau très peu profonde, puis parcouru par des fleuves qui déposent leurs matériaux, essentiellement altérés, provenant de l'érosion des manteaux d'altération des massifs soulevés.

L'aire de dépôt du Niger méridional s'étend d'Ouest en Est sur 1500 km, de Niamey à Agadem. A ces deux extrémités, les gisements d'oolithe ferrugineuse ne sont sans doute qu'approximativement synchrones, mais ils ont pris naissance dans un paysage parfaitement nivelé et sans doute continu. Quelle pouvait être la nature de cette grande étendue d'eau ?

γ) *Milieux de genèse et de dépôt des oolithes ferrugineuses*

La structure des oolithes, la géochimie du fer et l'évidence de la grande majorité, sinon de la totalité des gisements, nous indiquent que les oolithes ferrugineuses prennent généralement naissance dans des mers peu profondes aux eaux agitées, à faible distance des côtes (voir p. 479). La rencontre des eaux douces continentales et de l'eau de mer alcaline peut provoquer la précipitation du fer dans des deltas ou des estuaires.

Les oolithes ferrugineuses du Barrémien supérieur de la Haute-Marne (L. CAYEUX, 1922) ou de l'Oligocène du Kazakhstan (L. N. FORMOSOVA, 1962) sont considérées comme d'origine continentale, fluviatile ou deltaïque. Elles se sont déposées cependant à faible distance de la mer, dans les deltas ou des chenaux communiquant aisément avec le large, situé à quelques dizaines de kilomètres (peut-être 100 km dans un cas). D'après ce que l'on sait des remaniements subit par les oolithes, brassées par les courants et souvent déposées à une certaine distance de leur lieu de genèse, il n'est pas possible d'affirmer que la formation des oolithes de ces derniers gisements dépend de conditions différentes de celles des gisements classiques.

Pour ces raisons, on est en droit de poser le problème de la nature des grandes étendues d'eau où ont pris naissance les oolithes nigériennes. Est-on en présence d'un lac alcalin ou d'une mer résiduelle ?

L'absence de calcaire dans les dépôts semblerait indiquer que l'alcalinité du milieu n'est pas due aux carbonates de chaux. Imaginer un lac alcalin natroné serait une hypothèse possible. Cela impliquerait une forte évaporation. Or, à cette époque, le climat, plus humide que l'actuel, n'était pas favorable à la concentration des sels, mais plutôt à leur dilution.

L'hypothèse qui, dans l'état actuel des connaissances, nous paraît la plus conforme aux faits locaux et aux indications données par les gisements mieux connus est la suivante :

La régression de la mer éocène aurait laissé de vastes étendues d'eau salée. Les fleuves issus du continent altéré et cuirassé, en s'y déversant, réalisent les conditions requises de turbulence et de déséquilibre chimique favorables à l'élaboration des oolithes. Celles-ci sont déposées en même temps qu'une phase détritique dont la granulométrie plus fine indique l'origine plus lointaine.

Le paysage évoqué par ces images est celui de mers presque isolées, comme la Baltique ou la mer Noire. Mais c'est surtout celui de la Caspienne et de la mer (ou lac) d'Aral. Nous en rappellerons quelques caractères qui, hormis les cuirassements voisins, sont peut-être comparables à ceux du Niger à la fin de l'Eocène et au début de l'Oligocène.

Le désert aralo-caspien est une immense plaine presque horizontale. La mer Caspienne occupe 400 000 km². Elle est peu profonde dans sa partie nord et ne dépasse 1 000 m que dans le Sud. Ses

eaux sont peu salées, en dehors du golfe du Kara-Bogaz Gol où sévit une évaporation intense. La mer d'Aral s'étend sur 64 000 km² et a moins de 68 m de profondeur. Son niveau est à une quarantaine de mètres au-dessus de celui de la mer Caspienne. La faune comprend à la fois des éléments d'eau douce et d'eau salée. Rappelons encore que c'est un des points du globe où il se forme actuellement des oolithes calcaires. Le lac Balkhach, situé nettement plus haut (+ 340 m), n'a que 18 400 km² et une profondeur moyenne inférieure à 6 m. Les eaux sont douces vers l'Ouest, où se jette l'Illi, et seule sa partie orientale est légèrement salée.

Au Pliocène, la Caspienne était reliée à la Mer Noire par le chenal du Manytch. Elle aurait été reliée à la mer d'Aral jusqu'à l'époque historique, il y a moins de huit siècles d'après KOVALEVSKIÏ (*in* P. GEORGE, 1953). Jusqu'au xiv^e siècle l'Amou-Daria, affluent actuel de l'Aral, se serait jeté dans la Caspienne par la vallée de l'Ouzboï.

Nous croyons retrouver, dans ces paysages récents du Kazakhstan, quelques éléments pour imaginer la paléogéographie du Niger au moment du dépôt du « Continental terminal » : immenses espaces, en partie occupés par des étendues d'eau, que l'on hésite à qualifier de mer ou de lac (Aral). Les salures des eaux sont en effet très variables, de même que leur surface si l'on fait intervenir le facteur temps. Des communications, des exutoires existent : au Niger, ils peuvent expliquer l'absence d'évaporites après la disparition de la mer ou des lacs. L'évolution du paysage semble rapide et conduit à une grande variété des milieux.

C'est sans doute dans une nappe d'eau de ce type, ou dans des deltas et des chenaux qui lui sont liés, qu'ont pris naissance les oolithes ferrugineuses tertiaires de l'Aral et du Niger. Plus tard, les grands fleuves alluvionneront leurs matériaux détritiques à l'emplacement des anciens lacs et les dépôts auront un caractère plus typiquement continental.

b) LE DOMAINE CONTINENTAL D'ÉROSION

Les matériaux détritiques accumulés impliquent l'existence d'un domaine soulevé contemporain, situé au-delà de l'aire de dépôt. Le faciès sidérolithique indique qu'ils proviennent d'un ancien manteau d'altération. Ce manteau est conservé dans le Liptako et le Gourma. En revanche, il manque sur le Massif Central saharien et à ses abords. Il est donc vraisemblable de considérer qu'à cette époque, le Hoggar et sa couverture poursuivaient leur mouvement positif et étaient la source du matériel du « Continental terminal » du Sud nigérien.

L'abondance du fer vers le début de cette époque correspondrait à l'érosion des anciennes cuirasses du continent éocène. On aurait là l'image d'une période rhexistatique (H. ERHART, 1956). Cependant, à côté de l'érosion mécanique des cuirasses indiquée par les galets ferrugineux de Termit Dolle, la mobilisation du fer à l'état soluble ou complexé est nécessaire pour permettre l'élaboration des oolithes (H. FAURE, 1962). Le climat devait osciller entre celui de Guinée et du Soudan.

c) CONCLUSION

Au Nord, le Massif central saharien et sa bordure crétacée se soulèvent et voient leurs reliefs s'affirmer sous l'effet d'une érosion active agissant sur une zone positive.

Les matériaux sidérolithiques, provenant de l'érosion des zones altérées antérieurement, se déposent dans un grand bassin s'étendant dans le Sud du Niger. Au début, la sédimentation a pu s'effectuer dans les eaux héritées de la mer éocène en voie de disparition et de comblement. En effet, les dépôts, comprenant un mélange de sable et d'argiles uniquement kaoliniques, sont accompagnés vers leur base par des oolithes ferrugineuses typiques. Il semble que le fer, mobilisé au cours de l'altération éocène et mis en réserve dans des cuirassements successifs, parvienne enfin au bassin de sédimentation, où les conditions favorables sont réalisées pour sa précipitation sous forme d'oolithes ferrugineuses.

La transgression géographique du « Continental terminal » par rapport à l'Eocène marin se fait vers l'Est et vers l'Ouest. Elle est indépendante du caractère « régressif » des faciès. Cet étalement du bassin est peut-être dû au comblement de la nappe d'eau. Il peut également être mis en relation avec son retrait vers le Sud sous l'effet du soulèvement tectonique du massif central. Comme au cours du Crétacé, on constate une migration du bassin sédimentaire dans l'espace au cours du temps.

6. Paysages de la fin du Tertiaire et du Quaternaire

a) MOUVEMENTS POSTÉRIEURS AU « CONTINENTAL TERMINAL »

Le mouvement positif général du centre du Sahara se poursuit et entraîne le soulèvement progressif d'une vaste étendue à sa périphérie. Les dépôts cessent et se trouvent à leur tour soumis à l'érosion. L'époque exacte où la sédimentation s'arrête ne peut être précisée (fin de l'Oligocène ?, Miocène ?).

En certains points où les mouvements négatifs ont lieu, elle a pu être plus tardive. Dans la cuvette du Tchad et dans le sillon de Dogondoutchi en particulier, la surface de base du « Continental terminal » s'est enfoncée bien au-dessous du niveau de la mer.

Les cotes de quelques témoins actuels d'oolithe ferrugineuse considérée comme s'étant déposée sous une faible tranche d'eau et à des altitudes voisines, donnent une idée des mouvements postérieurs à l'Oligocène. A Termit, l'altitude des oolithes passe du Nord au Sud de 650 m à 375 m. Ceci correspond à une pente moyenne d'un tiers de degré. On peut encore citer quelques autres cotes approximatives des oolithes ou de leurs témoins légèrement remaniés : Agadem : 490 m, Homodji : 350 m, Koutous : 560 m, Farak : 510 m, Damergou : 620-550 m, Zaouzaoua : 570 m, Adar Douthi : 370 m, sondage de Dogondoutchi : — 81 m, Niamey : 180 m (1). Ces chiffres indiquent que les déformations de l'ancienne surface oligocène esquissent déjà des grandes lignes de la morphologie quaternaire. On constate un soulèvement relatif en direction de l'Aïr et de l'axe qui relie l'Aïr au Koutous. En revanche, un mouvement négatif affecte la cuvette du Tchad et le Niger occidental.

Les zones ayant subi le soulèvement le plus marqué sont vivement attaquées par l'érosion. Au Niger oriental, la presque totalité du « Continental terminal » des régions septentrionales a été enlevée en même temps qu'une tranche importante des niveaux sous-jacents. Seuls subsistent quelques témoins.

A côté de ces mouvements, qui semblent en relation avec une ondulation à grand rayon de courbure du pays, des failles jouent localement (Termit sud). Au Nord de Dougoulé, les oolithes se redressent jusqu'à la verticale le long d'une faille et dessinent un grand synclinal. En dehors de cette région, le « Continental terminal » présente généralement un aspect tabulaire et apparaît discordant sur le Crétacé terminal parfois plissé (Termit sud).

b) MOUVEMENTS RÉCENTS

Il est probable que les volcans à cratères conservés de la région de Gossolorom se sont établis dans une région où les accidents cassants ont joué violemment jusqu'à une époque récente (Paléolithique ?).

D'un autre côté, la déformation de la surface du Paléo-Tchad depuis 7 000 ans semble indiquer un abaissement assez rapide du fond de la cuvette actuelle du lac et de ses pays bas. Nous avons

(1) Rappelons qu'au Sud-Ouest du lac Tchad, en Nigeria, les oolithes de la formation de Kerri-Kerri affleurent dans les plateaux de Tagum Hills dont l'altitude est d'environ 700 m.

avancé le chiffre de 1 m par siècle pour la vitesse possible d'enfoncement depuis cette époque. Cette vitesse pourrait indiquer que l'Holocène donne une image d'une brusque saccade tectonique reflétant le caractère discontinu des déformations épéirogéniques (p. 41).

c) VARIATIONS CLIMATIQUES QUATÉNAIRES

La morphologie et la nature des dépôts issus de l'évolution du pays au cours du Quaternaire portent l'empreinte évidente de variations climatiques très accusées. La nature du climat est indiquée par l'étude stratigraphique des dépôts lacustres et dunaires et des formations résiduelles (cuirasses) (voir p. 34 à 46). Nous ne rappellerons pas ici les principaux stades qui ont été résumés précédemment.

CONCLUSION

L'ONDE ÉPÉIROGÉNIQUE

La dissymétrie des bassins sédimentaires, où des terrains d'âges variés peuvent occuper les bordures, comme la dissymétrie des flancs sédimentaires appuyés sur les massifs anciens sont une conséquence de la non-permanence dans le temps de la position géographique des bassins ou synclises et des bombements ou antéclises. L'observation de la disposition et de la structure des dépôts montre clairement un déplacement plus ou moins progressif des aires de sédimentation au cours des époques géologiques.

Au cours du Crétacé inférieur la zone de sédimentation, centrée sur le Tégama, gagne progressivement vers l'Est puisque les niveaux les plus élevés viennent reposer directement sur le socle dans cette direction. En même temps, un continent sans sédimentation existe au Niger occidental et au Mali oriental, où les dépôts commencent à s'effectuer plus tardivement.

A partir du Crétacé moyen, la transgression marine s'étend progressivement vers le Sud et le Sud-Ouest, direction dans lesquelles les termes marins les plus inférieurs sont de plus en plus jeunes. Des dépôts contemporains d'origine continentale peuvent s'effectuer en bordure de la mer (Arentigué) et indiquent l'étendue des bassins. Les continents en voie d'érosion se situaient assez loin au Sud et à l'Est du Niger.

Au Sénonien, le déplacement de la mer s'accroît et s'oriente vers l'Ouest. Toute la zone orientale montre une tendance à l'émersion, à l'exception de la fosse de Termit à *Tissotia* coniaciennes, alors que la zone occidentale constitue le bassin marin du Niger occidental et du Mali. Dans ces régions, H. RADIER (1957) a déjà noté un déplacement des aires de sédimentation, indiqué par la disposition des affleurements actuels « rappelant un faisceau linéaire de cercles » (H. RADIER, 1953).

A l'Eocène, les régions que nous étudions sont émergées et le continent est soumis à une altération intense. La mer s'est réduite et se maintient au Niger occidental. Au Nord, le golfe marin de Libye n'aurait pas dépassé le Tibesti.

Mais après l'Eocène, on note une disposition différente des dépôts du « Continental terminal », qui indique un déplacement des zones de sédimentation largement étendues au Sud du 17° parallèle et réoccupant indifféremment les anciennes mers et les anciens continents.

Au début du Quaternaire, l'ensemble du pays est un continent soumis à l'érosion, à l'exception de la cuvette tchadienne où se sédimentent les matériaux arrachés au continent surélevé. Plus récemment, les influences climatiques prennent le pas sur la tectonique et contrôlent la sédimentation essentiellement fluviale, lacustre ou dunaire.

Les bombements et les enfoncements mis en évidence par les aires de sédimentation, d'alté-

ration et d'érosion, suggèrent une comparaison avec l'effet d'une onde gigantesque affectant lentement le vieux bouclier africain.

Cette image permet de figurer d'une façon schématique la répartition des aires paléogéographiques et leur déplacement dans l'espace au cours du temps impliqué par leur non-permanence.

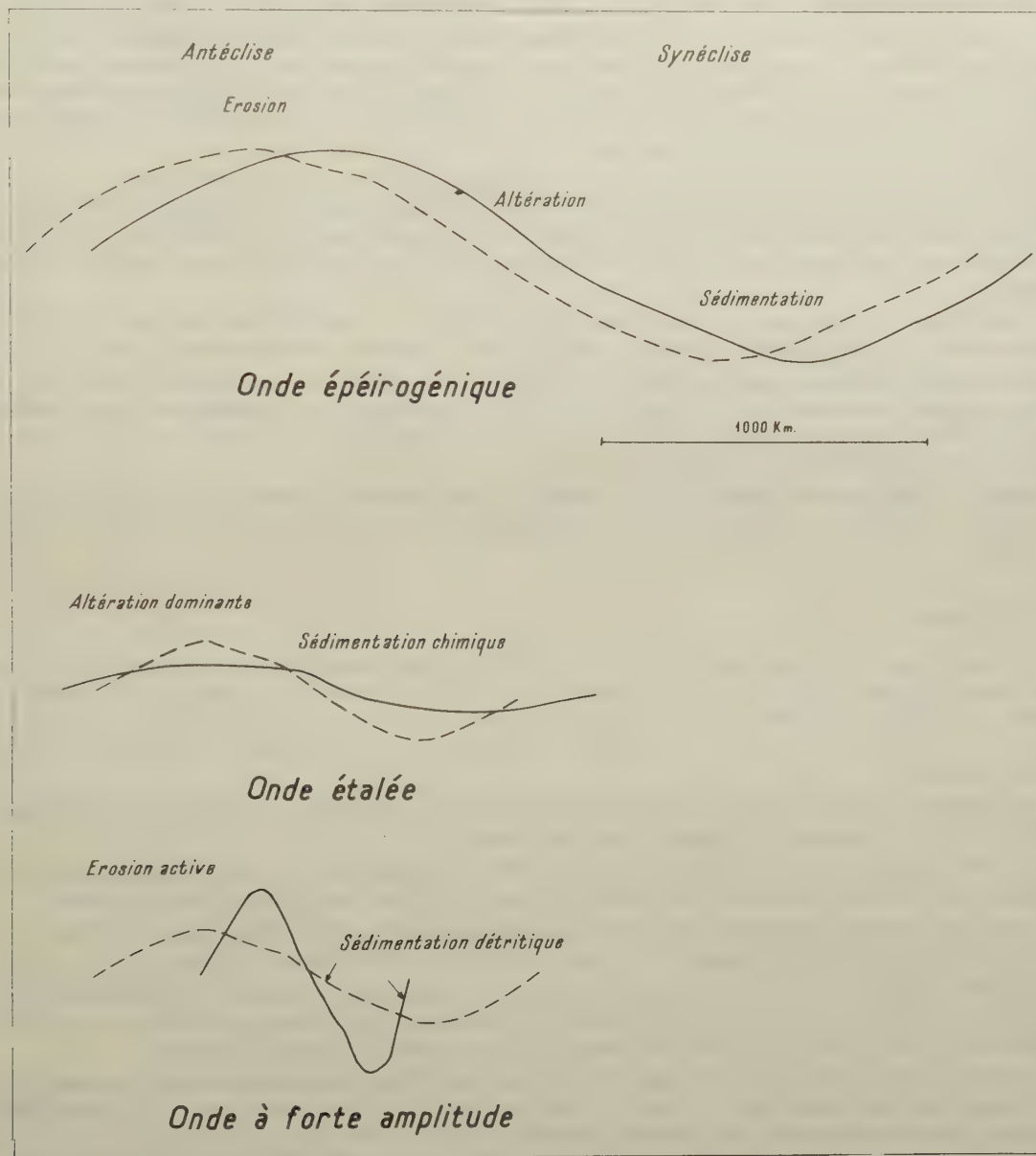


FIG. 18. — L'onde épéirogénique et les domaines paléogéographiques.

L'image donnée par cette onde permet une vue simplifiée des phénomènes, commode pour leur représentation :

Lorsque l'amplitude de l'onde se conserve, on assiste à un déplacement des bassins sans changement notable dans la nature de la sédimentation.

Mais si l'amplitude augmente, les détritiques arrivent massivement en bordure des bassins qui se réduisent.

Inversement, si l'amplitude diminue les détritiques deviennent négligeables, l'altération s'installe plus largement et domine si le climat est favorable : une sédimentation chimique peut en être la conséquence dans les bassins.

A partir de ces cas extrêmes, on peut imaginer toutes les combinaisons nécessaires à l'interprétation d'une situation donnée, en remarquant qu'un certain équilibre doit être maintenu entre les aires soulevées et les aires abaissées. Cet équilibre est nécessaire, en dehors de périodes transitoires de courte durée, tant pour des raisons isostatiques profondes que pour respecter un rapport entre les masses érodées et les masses sédimentées.

L'étude des anciens continents qui nous sont inconnus peut être déduite de l'ampleur des sédiments déposés dans les bassins contemporains. Ainsi, la vaste extension des sédiments du « Continental terminal » débordant dans le Sud du Niger les aires de sédimentation, d'altération et d'érosion de l'Eocène, implique une zone soulevée étendue au Nord qui est l'amorce du massif central saharien actuel.

Nous avons vu que l'empreinte du climat se surimpose à ce contrôle épéirogénique de la sédimentation avec une intensité qui peut être prépondérante à certaines époques biostasiques.

De même l'action de la mer peut être marquée dans les sédiments des bassins lorsqu'ils ont pu être occupés par les océans. Mais l'invasion de la mer ne semble pas en elle-même un fait primordial dans l'histoire des synécises : elle ne fait que traduire une possibilité de communication des dépressions avec les océans lorsque leur niveau est suffisamment abaissé.

Même si cette communication n'est pas établie, la sédimentation s'installe et le matériel qui s'y dépose n'est différent que qualitativement, par l'absence de l'empreinte géochimique et biologique de la mer.

En résumé :

L'observation de la répartition des différentes unités grossièrement chronostratigraphiques que nous avons définies, leurs variations de faciès et la comparaison avec les unités correspondantes connues dans d'autres régions, nous conduisent à esquisser un schéma théorique cherchant à exprimer d'une façon synthétique et cohérente les déplacements des zones de sédimentations dans le temps et dans l'espace.

A l'échelle de cette synthèse les zones de sédimentation, continentales ou marines, se sont déplacées au cours du temps sur la « plate-forme » africaine.

Ces déplacements semblent refléter un mouvement d'ondulation du socle dessinant successivement des creux et des bosses dont les dimensions sont celles des synécises et des antécises.

Ces zones abaissées ou surélevées ne sont pas permanentes; elles se déplacent dans l'espace au cours du temps. On peut les comparer à une onde affectant le vieux bouclier africain.

L'ordre de grandeur de la « longueur d'onde » est de plusieurs centaines de kilomètres, voire de plus de mille kilomètres; celui de l'amplitude est presque mille fois moindre (celle-ci ne semble pas dépasser 2 ou 5 km). La période doit se chiffrer en dizaines de millions d'années.

Ces mouvements souples de flexures du socle semblent être un phénomène plus général qu'on ne le pense habituellement pour le vieux bouclier africain. Les plissements que G. M. LEES (1952) considère comme responsables des plis de la Bénoué en Nigeria peuvent s'y rattacher.

Mais la simplicité de ce schéma est compliquée par les ruptures des failles ou des fossés étroits où la sédimentation peut être plus continue. Cependant, en regard des forces mises en jeu par les vastes mouvements de bascule affectant d'immenses volumes, ces accidents linéaires sont mineurs et correspondent à des ruptures locales.

L'ondulation du socle africain semble être un phénomène qui a affecté le bouclier précambrien

au moins depuis le Paléozoïque; contrairement à un des points de définition du synéclise, il n'y a pas toujours permanence de l'enfoncement d'une même zone au cours du temps, mais migration : les bassins paléozoïques sont indépendants des bassins crétacés. Au sein de ces deux périodes, les différents termes indiquent des déplacements sensibles et progressifs des bassins de sédimentation.

Pour nous résumer, disons que les synéclises et les antéclises se sont lentement déplacés dans le temps sur le continent africain.

CONCLUSION GÉNÉRALE

CONCLUSION GÉNÉRALE

RÉCAPITULATION DES FAITS ET DES PROBLÈMES NOUVEAUX MIS EN ÉVIDENCE AU COURS DE L'ÉTUDE GÉOLOGIQUE DU NIGER ORIENTAL

Les principaux faits nouveaux mis en évidence au cours de ce travail sont de deux ordres : des faits d'observations et des problèmes soulevés par l'interprétation des données.

I. — LES FAITS D'OBSERVATION

Ceux-ci sont d'autant plus nombreux que le pays n'avait pas encore fait l'objet de recherches détaillées sur le terrain. La plus grande partie du secteur n'avait jamais été traversée par un géologue.

Les observations de terrain, complétées après l'établissement des photographies aériennes, ont abouti au tracé de cartes topographiques et géologiques. Ces cartes, établies à différentes échelles, ont été synthétisées dans une feuille à l'échelle du 1/1 000 000. En outre, un ordre de grandeur des puissances des différentes formations et de leur variation a pu être mesuré. Parmi les principaux faits nouveaux figurés sur cette carte il convient de souligner :

— Les limites du massif cristallin de l'Aïr sont repoussées vers l'Est, au moins jusqu'au 10° méridien. Un recouvrement quaternaire peu épais masque le soubassement précambrien. Celui-ci affleure à nouveau à l'Est du méridien 11° 30' avant de disparaître sous le bassin de Bilma.

— Le bassin crétacé de Bilma dessine un vaste synclinal dissymétrique appuyé sur le socle d'Ezerza à Fachi, puis à Dibella. Le Crétacé inférieur continental constitue l'auréole externe de ce synclinal.

— A l'Est de l'Aïr, les formations sédimentaires sont conservées dans un fossé tectonique. Cette région a livré un nouveau gisement de Cénomano-Turonien fossilifère.

A. — STRATIGRAPHIE

1. Crétacé inférieur

- Au Sud de l'Aïr, les trois formations distinguées dans le groupe du Tégama (Crétacé inférieur) sont disposées obliquement par rapport à la limite du socle.
- D'importants gisements de Vertébrés fossiles s'échelonnent sur plus de 200 km dans la partie moyenne du groupe du Tégama.

2. Crétacé supérieur

- Une formation de « transition » a été distinguée entre le Crétacé inférieur continental et le Cénomanién supérieur à *Neolobites*. Ses faciès sont variés (Farak, Alanlara, Ezerza (première auréole interne du synclinal de Bilma)).

Le Crétacé supérieur a pu être subdivisé en trois ensembles au-dessus de la zone à *Neolobites*:

a) CÉNOMANIÉN SUPÉRIEUR ET TURONIEN, groupant plusieurs gisements fossilifères nouveaux (deuxième auréole interne du synclinal de Bilma, N'Guini, Talrass, Alanlara, Kandel Bouzou (?)).

b) SÉNONIÉN INFÉRIEUR ET MOYEN, dont les nouveaux gisements fossilifères sont situés à Agadem, Kafra (troisième auréole interne du synclinal de Bilma), Aschia Tinamou.

c) SÉNONIÉN SUPÉRIEUR (et base du Tertiaire possible). Cet ensemble comprend les puissantes formations détritiques de Bilma, Termit, Galhama, Koutous (*pro parte*). Antérieurement à ce travail, l'existence de ce complexe détritique supérieur ne semble pas avoir été soupçonnée dans ces régions. Ces terrains étaient figurés sous l'étiquette « Grès de Nubie ». Ils étaient généralement considérés comme antérieurs au Cénomano-Turonien marin. La mise en évidence de cette série détritique épaisse de la fin du Crétacé modifie considérablement l'interprétation paléogéographique et le problème du mode de gisement du Cénomano-Turonien marin. Celui-ci se poursuit sous sa couverture.

3. Tertiaire

a) LA LACUNE DE L'EOCÈNE MARIN semble générale dans le secteur. En revanche, des altérations puissantes affectent la surface datant de cette époque. Parmi les roches résiduelles élaborées vers l'Eocène il faut citer : des kaolins, des bauxites, des alunites, des grès lessivés. La paléosurface oxydée est fossilisée par le « Continental terminal ». Elle ne coïncide pas avec une surface actuelle.

b) « CONTINENTAL TERMINAL ». Plusieurs nouveaux témoins de cette formation ont été découverts (Homodji-Agadem, Termit Dolle, Koutous, Zaouzaoua). Ils étendent de près de 1 000 km vers l'Est l'extension antérieurement reconnue de ces dépôts. Au Niger oriental, le « Continental terminal » est généralement discordant sur des terrains plus anciens légèrement plissés, érodés et altérés. Le « Continental terminal » peut être approximativement délimité au Sud du 17° parallèle grâce aux témoins remaniés des niveaux d'oolithe ferrugineuse caractéristiques de cette formation (Farak, N'Guini, Echkar, Kandel Fadeï, Kao Kakil, etc.). Les principaux affleurements sont relativement exigus et occupent le sommet de buttes. Celles-ci ont été découpées par une érosion qui peut avoir déblayé 300 m de terrain suivant la verticale, et cela sur plusieurs centaines de kilomètres dans le plan horizontal.

4. Quaternaire

Les limites approximatives des ergs de dunes vives ou mortes, ainsi que celles de nombreux témoins de dépôts fluviatiles et lacustres (diatomites), ont été tracées. La dernière grande extension du Paléo-Tchad sur le Ténéré, actuellement désertique, a été précisée grâce aux déterminations d'âges absolus au carbone 14. Entre 22 000 et 8 500 ans avant nos jours, une surface considérable était submergée par des eaux où les diatomites très pures s'élaboraient. Il y a 7 000 ans, ces lacs s'asséchaient avant les fluctuations climatiques plus récentes. Un essai de stratigraphie du Quaternaire a pu être proposé.

B. — TECTONIQUE

1. Mouvements épéirogéniques

Les mouvements positifs ou négatifs affectent de vastes domaines au cours de l'histoire géologique. Ils sont à l'origine de la répartition des aires d'érosion, d'altération et de sédimentation. La nature et la disposition des sédiments permettent dans une certaine mesure, de reconstituer ces grands mouvements. Un ordre de grandeur de l'amplitude de ces déformations est donné par la différence entre les cotes maximales et minimales atteintes par un niveau donné (elle peut être de l'ordre de plusieurs milliers de mètres). On remarque, d'autre part, que le sens (positif ou négatif) du mouvement peut varier au même point suivant les époques.

2. Failles et fossés

De grandes failles traversent le bassin sédimentaire. Elles correspondent souvent à des rejeux d'accidents anciens du socle. Dans le Téfidet, les failles déterminent un fossé d'effondrement de direction NW-SE. Cette direction semble être une direction privilégiée dans le secteur étudié. On observe aussi une tendance vers une disposition rayonnante ou en éventail des grandes fractures par rapport à la cuvette tchadienne (direction E-W au Sud de l'Aïr, devenant NNW-SSE vers l'Est; directions NW-SE dans le bassin de Bilma, puis N-S vers l'Est).

Les fractures peuvent se suivre sur plusieurs centaines de kilomètres. Elles déterminent des plissements locaux des formations sédimentaires à leur voisinage. Une même lèvre peut être soulevée ou abaissée suivant les points. De même, il semble qu'au cours du temps une faille puisse jouer dans des sens différents.

Un paroxysme des actions tectoniques cassantes semble probable à la fin du Crétacé ou au début du Tertiaire. Cependant, des failles ont joué avant cette époque et certaines rejouent après le milieu du Tertiaire, puis au Quaternaire, au moment de la mise en place des derniers volcans (Aïr, Gossolom).

C. — MORPHOLOGIE — ÉROSION — ALTÉRATION

La morphologie actuelle est essentiellement le résultat des érosions de la fin du Tertiaire et du Quaternaire. Les surfaces anciennes ne coïncident que très localement avec la surface actuelle.

Dans le massif de l'Air, la surface antérieure au Crétacé inférieur est observable sur les sommets cristallins les plus élevés. Elle peut être matérialisée par des témoins gréseux. En général, cette surface déformée et faillée est très profondément entaillée par la topographie quaternaire et la base des formations sédimentaires se situait loin *au-dessus* du pays cristallin actuel. Les volcans récents peuvent constituer des sommets plus élevés que les témoins sédimentaires.

En pays sédimentaire, la morphologie est généralement contrôlée par la disposition structurale des couches. Cependant, des terrasses quaternaires, indurées par un cuirassement ferrugineux, déterminent, par inversion de relief, des falaises indépendantes de l'orientation des couches sédimentaires plus anciennes (Farak).

En outre, des édifices dunaires du Quaternaire moyen se surimposent à la morphologie du Quaternaire ancien. Les dunes anciennes peuvent être fossilisées par les diatomites lacustres. Celles-ci sont entaillées par l'érosion néolithique.

Dans la mesure du possible, on a cherché à mettre en évidence la part des altérations ayant affecté les aires émergées à différentes époques. Ceci a pu être fait par l'observation directe de la surface de discordance. Dans d'autres cas, les indications indirectes données par les dépôts chimiques en périodes biostasiques, apportent quelques présomptions sur la nature des altérations continentales contemporaines. Mais il faut souligner que, dans la majorité des cas, le passage latéral entre des formations chimiques et détritiques indique que la biostasie idéale nécessite un faisceau de conditions particulièrement favorables pour s'installer, même sur un continent « stabilisé ».

D. — ÉTUDES DE LABORATOIRE

D'autres résultats nouveaux sont apportés par les études de laboratoire effectuées sur les matériaux récoltés avec la collaboration de spécialistes :

- déterminations de flores et de faunes (nouveaux points fossilifères d'Invertébrés et de Vertébrés, espèces nouvelles, présence de flores d'Angiospermes dicotylédones, etc...)
- déterminations pétrographiques, granulométriques, nature des minéraux argileux, présence de bauxite, d'alunite, etc...
- analyses chimiques
- bibliographie permettant de placer les recherches dans un cadre plus large
- l'origine de certaines roches est également discutée (alunites, oolites ferrugineuses, minéraux argileux).

II. — PROBLÈMES POSÉS PAR LES GRANDS ENSEMBLES SÉDIMENTAIRES DU BOUCLIER AFRICAÏN

1. *Les grands bassins intracratoniques*

Les formations sédimentaires couvrent en surface des étendues immenses. La puissance totale des formations accumulées peut atteindre ou dépasser un ou plusieurs milliers de mètres.

Ces dépôts peuvent présenter tous les caractères de formations continentales. Il peut cependant s'y intercaler des niveaux marins sans que cela corresponde à des changements tectoniques brutaux. D'une façon générale, les dépôts à fossiles marins sont précédés de dépôts de type continental. De plus, des dépôts continentaux les recouvrent et terminent le cycle sédimentaire.

Il semble que les très grands bassins de sédimentation intracratoniques ont une surface de sédimentation qui se situe très légèrement au-dessus du niveau de la mer. Ces bassins semblent ouverts vers les océans qui, à l'Albien par exemple, occupaient les extrémités nord et sud de l'Afrique occidentale. Il ne semble pas (dans le cas de ces bassins très étendus et continus) que des reliefs les isolaient des mers.

2. *La différenciation sédimentaire et la répartition des sédiments*

Dans l'ensemble, une différenciation latérale des sédiments se fait dans le sens suivant :

— Grès grossiers à grains anguleux (« grits ») à stratification entrecroisée (dépôts considérés comme d'origine fluviale, mais pouvant également se déverser sur la partie la plus littorale des bassins). Les niveaux argileux associés peuvent être, suivant les époques et le contexte, des argiles gréseuses montmorillonitiques ou kaoliniques, parfois illitiques. Les calcaires sont rares ou absents en dehors des formations à argile montmorillonitique. Ces derniers dépôts sont considérés comme d'origine lacustre.

— Grès moyen à fin à nombreuses intercalations de silt ferrugineux ou de lits d'oxyde de fer. Ces dépôts semblent caractériser, soit les parties les plus littorales des dépressions marines, soit les bassins en bordure des continents. Les argiles associées sont montmorillonitiques ou kaoliniques.

— Grès très fin homogène, puis argile feuilletée sans éléments clastiques, à lits calcaires. Ces dépôts caractérisent généralement le domaine marin. Les minéraux argileux sont successivement la kaolinite, (l'illite), la montmorillonite, puis l'attapulgitite, en s'éloignant du littoral, ou en s'approchant des sillons les mieux protégés des apports terrigènes pondérables.

Cette succession se retrouve sur la verticale. Elle constitue alors un grand cycle sédimentaire. Le cycle est fermé, c'est-à-dire qu'il correspond à une séquence positive suivie d'une séquence négative. On note une certaine dissymétrie entre les première et deuxième parties du grand cycle sédimentaire :

a) Les oxydes de fer apparaissent en grande abondance dans la seconde partie, après les dépôts marins chimiques. Avant ces dépôts, la répartition du fer ne conduit pas à des concentrations remarquables.

b) Les termes détritiques supérieurs sont généralement kaoliniques (faciès sidérolithique). Les termes détritiques inférieurs peuvent être arkosiques.

3. *Problème de la « mise en réserve » de certains éléments*

La notion de « mise en réserve » vient compléter le problème de la différenciation latérale des sédiments. Elle souligne l'intervention du facteur temps entre la glyptogenèse et la sédimentation.

Les dépôts ne reflètent pas toujours instantanément la sédimentation des matériaux soustraits aux continents. Des stocks provisoires peuvent être constitués (alluvionnements précaires, entités pédo-logiques, phases maintenues en solution, etc.). Ces éléments peuvent se sédimenter dans le bassin avec un retard plus ou moins important. A côté de la phase à migration rapide de H. ERHART (1956), une phase à migration lente existe. Les concentrations de fer sous forme d'oolithe pourraient ainsi être héritées de cuirassements antérieurs.

4. *Problème du milieu de la sédimentation continentale*

On constate qu'en l'absence de faune marine il n'est pas toujours aisé de distinguer un dépôt marin d'un dépôt continental. Les limites ne sont pas tranchées et ceci aussi bien dans l'espace que dans le temps. Aux deux extrémités de la chaîne des sédiments, classés suivant leur différenciation latérale dans les bassins, les faciès lithologiques sont assez caractéristiques. Mais entre ces deux cas extrêmes il est possible d'hésiter. L'explication proposée est que des matériaux d'origine terrigène peuvent se déposer en bordure de mer sans qu'intervienne l'empreinte mécanique, physico-chimique ou biologique du milieu marin. Inversement, une vaste étendue d'eau légèrement alcaline peut engendrer des dépôts dont l'aspect converge avec celui des dépôts marins, faune exceptée.

Dans le cas de la formation argileuse d'Elrhas, au Crétacé inférieur, les faunes de Vertébrés et les flores suffisent sans doute pour affirmer la nature lacustre de la vaste étendue d'eau (deux à trois cents kilomètres de long).

Dans le cas des lacs à oolithe ferrugineuse du « Continental terminal », on est en droit de poser le problème des relations de l'étendue d'eau (plus de 1 500 km) avec une mer résiduelle, si l'on se réfère à ce que l'on connaît des gisements d'oolithes ferrugineuses d'autres régions. On trouve ici un nouveau problème posé.

5. *Problème de la transgression géographique des formations détritiques supérieures*

D'une façon très générale, en direction des anciens continents les niveaux les plus élevés de la série stratigraphique débordent les niveaux qui les précèdent (1). Ainsi, les termes supérieurs, constitués de couches plus grossières, s'étendent sur des aires épargnées par les dépôts plus fins qui les précèdent et, en particulier, par les séries marines.

Ce phénomène correspond à un fait souligné dans des régions variées. Les termes les plus élevés, de faciès « régressif », débordent sur les termes antérieurs et s'étendent plus loin : ils sont géographiquement transgressifs (P. PRUVOST, E. ROCH, T. SATO, 1961).

Parmi les explications proposées, on doit rappeler :

- a) étalement du plan d'eau consécutif au comblement du bassin, si celui-ci est fermé;
- b) affaiblissement des ondulations tectoniques;
- c) « extravasement » (voir plus loin).

(1) En revanche, on peut mettre en évidence des massifs récents qui, eux, forment des boutonnières d'érosion. Autour de ces boutonnières, les termes stratigraphiques variés peuvent être en contact avec le socle. Celui-ci n'est pas entouré d'auréoles régulières. La disposition indique l'indépendance du relief actuel vis-à-vis des dispositions topographiques anciennes.

Au Niger, ces hypothèses semblent plausibles pour le débordement des formations du Crétacé terminal. Au « Continental terminal », il semble que la transgression vers l'Est et l'Ouest soit consécutive au soulèvement du Hoggar. Ce mouvement entraîne le retrait vers le Sud de la nappe d'eau. Dans ce cas, le mouvement transgressif serait compensé par une régression sur d'autres domaines.

6) Migration des bassins et des bombements : l'onde épéirogénique

On constate des déplacements des zones de sédimentation et d'érosion au cours des différentes époques. Cela est en relation avec des mouvements positifs et négatifs. Ce phénomène appartient encore au domaine des faits. Le problème qui reste posé est celui de l'ampleur et de l'extension réelle de ces déplacements. S'agit-il de migrations mineures des lignes de rivages au sein d'un vaste synclise (migrations qui dépassent cependant le millier de kilomètres) ? Ou bien, est-on en présence de mouvements positifs et négatifs qui peuvent alternativement affecter une même région et la faire passer, au bout d'un temps assez long, d'un stade de subsidence à un stade de surrection plus ou moins accusé ?

Les quelques indices que nous avons pu recueillir sur la répartition des différentes aires de sédimentation à des époques variées, nous autorisent à poser le problème dans l'optique de la seconde hypothèse.

La zone de flexure qui sépare les domaines positifs et négatifs serait susceptible de migrations géographiques considérables au cours du temps. L'« onde épéirogénique » traduirait la répartition, à un instant donné, des bassins et des bombements. Elle exprimerait aussi la non-permanence de ces aires, et même la possibilité de l'installation d'un bassin sur un ancien bombement ou d'un continent à la place d'une mer.

A côté des différents exemples que nous avons soulignés précédemment, on doit rappeler un autre fait. Les zones où certaines formations prennent une épaisseur considérable sont indépendantes de leur situation tectonique ou topographique actuelle. Les études géophysiques ont mis en évidence des fosses profondes, où le remplissage semble atteindre 2 000 ou 3 000 m, et qui sont encore en position synclinale. Mais en Nigeria, par exemple, des anticlinaux érodés ont permis de mesurer des puissances semblables dans le Crétacé inférieur affleurant (3 300 m de « Grès de Bima » dans un anticlinal du bassin de la Bénoué).

Le phénomène du « renversement de la subsidence » (L. GLANGEAUD, 1960) (1) ou « du renversement des reliefs » (P. ROUTHIER, 1952) (2) est bien connu dans les zones orogéniques. De même, la superposition d'un anticlinal à un synclinal est courante et a été notée depuis fort longtemps par de nombreux auteurs, comme l'a souligné P. PRUVOST (1930). D'un autre côté, la « migration des orogénèses » ou la « propagation d'une onde » sont parfois invoquées dans les zones de plissements pour expliquer le déplacement des flyschs dans la série stratigraphique et dans la géographie (J. AUBOIN, 1959, 1961 (3); L. GLANGEAUD *et al.*, 1960 (1); P. ROUTHIER, 1952 (2)).

Dans ces pays, on voit surgir des chaînes de montagnes sur l'emplacement des fosses océaniques. Ou encore, on constate l'immersion profonde d'anciens continents élevés.

Dans les grands boucliers, relativement très rigides, des phénomènes sinon comparables, tout au moins du même ordre, c'est-à-dire impliquant la non-permanence dans le temps des zones positives et négatives, sont plus difficiles à mettre en évidence. Ils se traduisent par des changements moins spectaculaires et de moins grande ampleur (4).

(1) L. GLANGEAUD, voir bibliographie in A. CAIRE, L. GLANGEAUD, C. GRANDJACQUET (1960) — *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 2, n° 7, pp. 915-938.

(2) P. ROUTHIER (1952) — *C.R. Soc. Biogéogr., Fr.*, 29, n° 254, pp. 127-136.

(3) J. AUBOIN (1959) — *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam., Fr.*, (2), 2, pp. 135-188; (1961) — *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, n° 7, pp. 629-711.

(4) Si l'on voulait aborder le problème des causes, on pourrait se demander si tous ces phénomènes ne procèdent pas d'une origine unique : les « grandes ondulations du manteau », « mouvements de convections

En Afrique, les auteurs ont noté à plusieurs reprises la réalité de grands mouvements de bascule et l'existence de bassins et de bombements d'origine tectonique. Rappelons deux conclusions de travaux récents issus d'observations de terrain :

- F. JOULIA (1959) (5) pense que les déformations du Paléozoïque sont moins discontinues dans le temps qu'on ne le croit habituellement. Les discordances ne seraient pas toujours des repères chronologiques précis à grande distance.
- G. BUSSON (1962) (6) a noté, au Nord du Sahara, que « la migration du rivage sédimentaire » au cours du Mésozoïque est la conséquence de « déformations lentes et progressives ». Il y a « effacement progressif d'une zone haute et résistante, ainsi acquise au domaine sédimentaire ».

R. FURON (1960, p. 92) désigne ces « énormes ondulations » sous le terme imagé de « houle crustale ».

Tout récemment, A. PERRODON (1962) (7) a schématisé l'histoire des déformations de bassins sédimentaires. L'auteur s'appuie sur le résultat de nombreuses observations et de sondages pétroliers. D'après A. PERRODON, un bassin prend naissance par une subsidence active, mais localisée. Puis, ce mouvement négatif du tréfonds s'étend progressivement aux zones voisines, en même temps que l'intensité du phénomène de subsidence se ralentit. Enfin, la transgression sur les marges du bassin est amplifiée par l'« extravasement », mécanisme inverse de celui de la phase active de subsidence. Cette histoire n'est pas en désaccord avec nos conclusions déduites de l'étude des parties affleurantes du bassin crétacé nigérien, où l'on remarque, de plus, que l'axe des bassins se déplace aux différents étages stratigraphiques.

Les mouvements ondulatoires sont certainement complexes. Lorsque l'on cherche à analyser de plus près certains phénomènes, comme les transgressions et les régressions marines au sein d'une série sédimentaire subsidente épaisse, on est amené à évoquer l'existence de plusieurs ondes, d'ordres de grandeur différents, qui se superposeraient. Un mouvement d'ensemble du bouclier africain et des mouvements moins amples des bassins intracratoniques pourraient s'opposer ou s'ajouter. Les mouvements d'ensemble se traduiraient par un eustatisme apparent et contrôlèrent la nature marine ou continentale des dépôts. Les mouvements moins vastes seraient responsables de la continuité de la sédimentation ou de son arrêt.

D'une façon générale, la pellicule sédimentaire déposée ou le copeau de cristallin raboté au vieux socle ne représente qu'une fraction infime de la plate-forme africaine. Les mouvements positifs et négatifs qui sont à l'origine des bassins et des bombements ont une amplitude verticale de quelques kilomètres au maximum. Ils représentent une déformation très faible du bouclier, eu égard à ses dimensions horizontales mille fois plus grandes. En définitive, le bouclier, malgré ses ondulations de grande amplitude, est marqué par une stabilité qui reste son caractère dominant et l'oppose aux régions des chaînes plissées.

Si l'on voulait terminer cette énumération des problèmes posés, on pouvait y ajouter celui-ci :

La croûte sialique rigide du bouclier africain formerait écran à des mouvements profonds. Elle a opposé une résistance à ces déformations. Localement elle a pu se fracturer, laissant alors passer quelques épanchements volcaniques. Mais elle a pu aussi, dans une certaine mesure, ployer et refléter ainsi quelque chose des phénomènes profonds sous-crustaux. Ces quelques ondulations ont eu pour conséquence de déclencher le jeu des phénomènes d'érosion et de sédimentation dont nous avons essayé de retracer l'histoire.

profonds », etc... Dans les aires à sial mince ou plastique, elle se traduirait par les phénomènes orogéniques; dans les aires cratonisées à sial épais et rigide, la surface de la terre ne connaîtrait qu'une ondulation atténuée. Ces phénomènes amortis reflèteraient d'une façon plus fidèle l'image des grands mouvements du sima profond. Outre l'étendue, ils en auraient la lenteur et le caractère progressif. Seuls les fractures et les fossés traduiraient l'influence de la croûte rigide, sa résistance et sa rupture. La rigidité de la croûte serait peut-être, aussi, responsable du caractère discontinu dans le détail de ces déformations.

(5) F. JOULIA (1959) — *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 1, n° 2, pp. 192-195.

(6) G. BUSSON (1962) — *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 254, n° 2, pp. 325-327.

(7) A. PERRODON (1962) — *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 254, n° 14, pp. 2614-2616.

ANNEXES

PREMIÈRE PARTIE

ÉTUDE RÉGIONALE ET DESCRIPTIVE

TAZOLE - AZAOUAGEUR

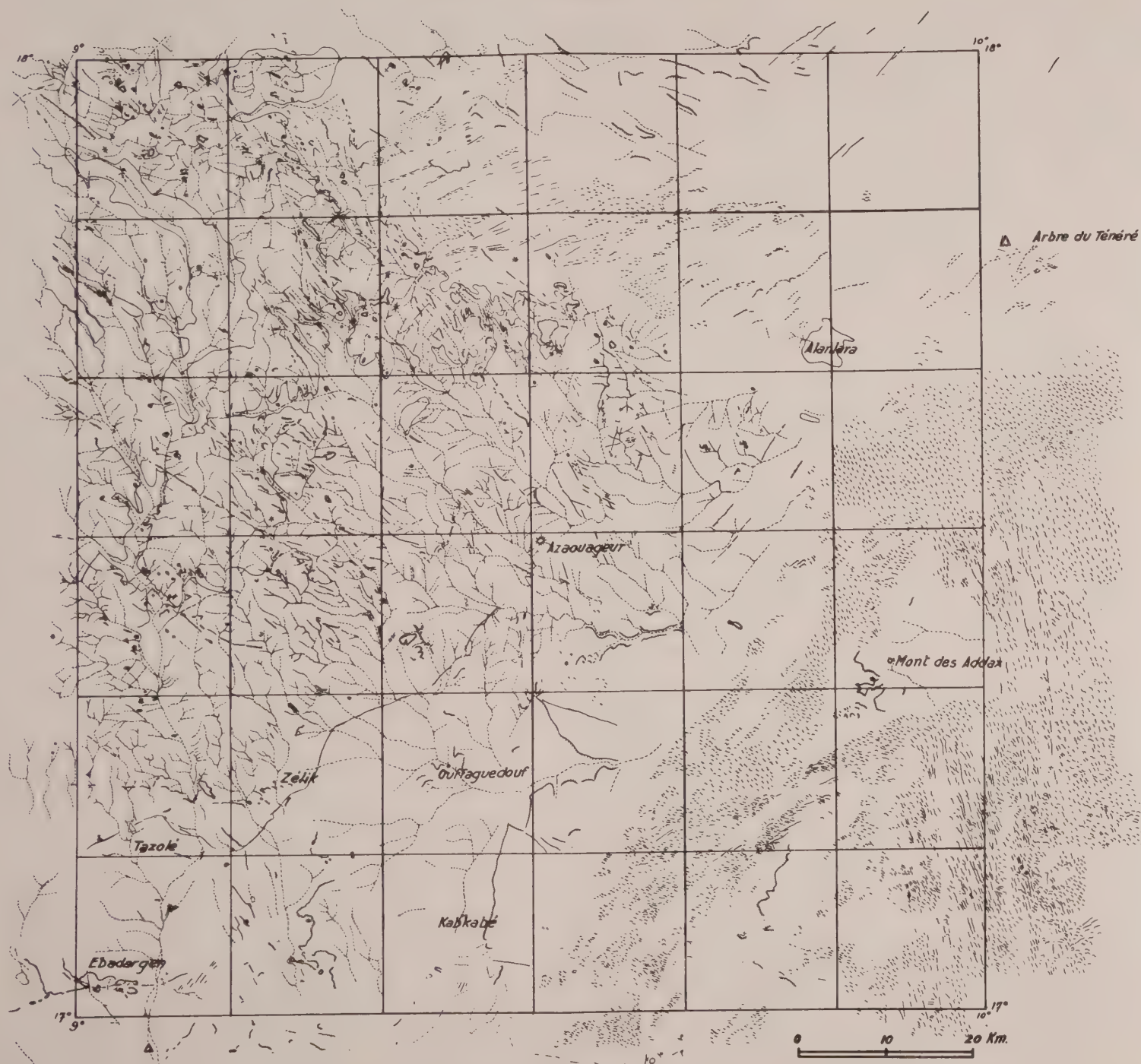


FIG. 19. — Esquisse morphologique du Sud-Est de l'Aïr
(la position des méridiens et des parallèles est approximative).
On distingue dans le Sud les 3 falaises parallèles déterminées par des niveaux gréseux du groupe du Tégama.

CHAPITRE I

LA RÉGION AU SUD ET AU SUD-EST DE L'AÏR

A. — GÉOGRAPHIE

Au Sud du massif cristallin de l'Aïr, au relief relativement accidenté, s'étend une plaine, d'abord encombrée de chicots gréseux, puis plus régulière et coupée de quelques falaises basses. Vers le Sud le pays devient très fortement ensablé. Cette région forme la prolongation de la vaste plaine du Tégama, en direction de l'Est et du Nord-Est. Elle constitue une transition entre ce pays sahélien et la région « archidésertique » du Ténéré, située à l'Est de l'Aïr.

On peut distinguer plusieurs zones morphologiques du NW vers le SE, qui s'étendent en bandes sensiblement parallèles entre elles, mais obliques par rapport à la bordure du massif. Ces zones sont limitées par des falaises plus ou moins continues, assimilables à des côtes gréseuses, dont celle de Tiguédi forme la première marche, de beaucoup la plus élevée, mais qui disparaît avant le 9° parallèle où elle vient mourir le long de l'Aïr cristallin.

Ces zones sont les suivantes :

1° Les contreforts peu élevés, accidentés de buttes gréseuses aux formes irrégulières, s'étendant immédiatement au Sud de la limite assez franche du socle, entre Tazolé et l'Azaouageur. Cette région est limitée au Sud par la zone suivante :

2° La plaine argileuse, dont la largeur dépasse 30 km jusqu'au pied de la falaise de Kabkabé-Elrhas; mais elle est séparée en deux parties par une cuesta gréseuse médiane. Sa structure est compliquée par des alignements rocheux soulignant des failles est-ouest.

3° Le plateau gréseux, surplombant la plaine et limité à l'Ouest par la falaise d'Elrhas et qui s'étend loin vers l'Est et le Sud. On peut distinguer sur ce plateau une nouvelle côte discontinue parallèle aux falaises précédentes. Elle entoure le mont des Addax, se prolongeant peut-être par les reliefs d'Echkar, mais elle reste en grande partie enfouie sous l'erg du Ténéré.

Ces zones géographiques correspondent assez régulièrement à une différenciation morphologique déterminée par la nature lithologique du sous-sol et moulée sur la structure d'ensemble de la bordure du bassin sédimentaire actuel, relevé vers l'Aïr et s'enfonçant vers le Sud-Est. Cette morphologie date essentiellement du Quaternaire; elle recoupe des épandages datant sans doute du Quaternaire ancien et actuellement suspendus en terrasse. Elle est en partie fossilisée par des dépôts fluviaux et lacustres plus récents et surtout par un voile sableux assez développé.

B. — GÉOLOGIE — GÉNÉRALITÉS : LE GROUPE DU TÉGAMA

La région située au Sud de l'Aïr est occupée par un ensemble de terrains essentiellement détritiques que sa lithologie et sa position stratigraphique permettent d'assimiler à une partie du vaste groupe désigné par C. KILIAN (1931) sous la dénomination de « Continental intercalaire ». En 1909, CHUDEAU désignait l'ensemble des terrains prolongeant ceux qui vont être décrits sous le nom de « grès et argile du Tégama ». Nous avons conservé ce terme de « Tégama » en lui donnant la valeur d'un groupe, au sein duquel plusieurs formations peuvent être distinguées.

Nous allons examiner un certain nombre de coupes qui nous permettront de justifier une séparation en plusieurs termes lithologiques superposés. Ceux-ci ont une certaine valeur stratigraphique, applicable sur une étendue de plusieurs dizaines de milliers de kilomètres carrés.

Afin de faciliter l'exposé, nous en donnons dès maintenant la succession, dont les termes seront définis plus loin :

		Caractère lithologique dominant
Cénomaniensupérieur		Argile feuilletée, calcaire à fossiles marins
	Formation de Farak	Grès à grain fin et argile
Groupe du Tégama	Formation d'Echkar	Grès grossier à bois silicifiés
	Formation d'Elrhas	Argiles violettes, grès à ciment calcaire
	Formation de Tazolé	Grès grossier à bois silicifiés
	(grès de Tiguédi)	

Socle cristallin ou formations sédimentaires paléozoïques et mésozoïques de l'Ouest de l'Aïr.

Cet ensemble correspond aux termes que l'on rencontre au Sud de la falaise de Tiguédi, au-dessus des argiles de l'Irhazer (F. JOULIA, 1957) ; mais, dans le secteur qui nous intéresse, il repose directement sur le socle précambrien.

1. La formation de Tazolé

a) LE CONTACT AVEC LE SOCLE DU MASSIF DE L'AÏR

Le contact des formations sédimentaires avec le socle cristallin de l'Aïr s'observe au Nord d'une ligne passant par Tazolé et Zélik et se dirigeant vers le piton de l'Azaouageur.

Au Nord du puits de Zélik, le socle cristallin de l'Aïr disparaît sous des grès grossiers, gris blanc à violacés assez durs à patine noire supportant des grès grossiers bariolés et des grès fins silicifiés. Ces grès admettent de fréquents niveaux conglomératiques. Les lentilles argileuses y sont rares. Dans cette zone les bois silicifiés sont présents, mais pas toujours abondants.

A l'Ouest de Tazolé et entre Tazolé et Zélik, la limite pouvant être cartographiée entre le socle et les terrains sédimentaires est généralement constituée par une série de failles de direction E-W. Le rejet de la faille-limite n'excède généralement pas quelques mètres à quelques dizaines de mètres et le contact des grès grossiers sur le socle s'observe assez bien en plusieurs points. Il s'agit d'une surface généralement plane et la stratification de la roche sédimentaire lui est parallèle à l'échelle de l'affleurement.

Au Nord de Tazolé, la base des grès grossiers conglomératiques violacés repose sur le socle. Ces grès sont suivis de grès beiges coupés de failles, aux abords desquelles ils se chargent en barytine.

A l'Ouest de cette région, un grès jaune verdâtre repose sur un granite arénisé prenant l'aspect d'une arkose sédimentaire; les feldspaths et le mica y sont conservés et des filons de pegmatite moins altérés se distinguent encore.

Le socle granitique réapparaît à la faveur d'une faille importante, entre les deux collines d'Ebadargen (Akadaryène), et la coupe que nous décrivons donne une idée de la succession lithologique de la base des formations sédimentaires dans ce secteur :

b) COUPE DU MONT EBADARGEN EST, FACE NORD (fig. 21)

Niveaux	Puissances	
20	2 m	Grès beige clair, saccharoïde, localement quartzifié.
19	3	Grès beige saccharoïde à pseudo-galets d'argile.
18	3	Grès beige saccharoïde à zones de gravier assez anguleux et vacuoles de 3 mm à 2 cm.
17	8	Grès rose orangé à zones de gravier et quelques galets de 5 cm (forme une corniche).
16	2	Grès tendre, fin, orangé.
15	2	Grès assez tendre, jaune orangé, feldspathique, grossier, à stratification entrecroisée.
14	1,50	Grès tendre.
13	1,50	Grès jaune à beige, grossier, à gravier, à stratification entrecroisée très oblique.
12	2	Grès grossier à gravier très abondant.
11	2	Grès rose à gravier dispersé.
10	1	Grès beige rose, grossier, à stratification entrecroisée.
9	2	Grès beige assez tendre, arkosique, à stratification entrecroisée.
8	4	Grès beige rose moyen, à stratification oblique très accentuée en bancs de 10 à 50 cm.
7	6	Grès beige gris, à stratification entrecroisée, teinte homogène, zones de gravier.
6	0,30	Grès très fin, zone silicifiée.
5	1	Grès fin tendre.
4	0,50	Grès silicifié beige à gris, grossier à fin, patine rouge sang.
3	5	Grès bleu à grain régulier fin. Débris de bois silicifié.
2	20 ?	Partie masquée. Grès quartzifié lardé de filonets clastiques et de barytine près d'une faille importante.
1		Socle cristallin : vieux granite rose, aplites apparaissant sur le flanc nord de la faille.

Total env. 67 m

Entre le socle de l'Aïr et la colline ou mont d'Ebadargen, on traverse sur 10 à 15 km une zone d'affleurements de grès rose ou beige, à grain grossier à épisodes de gravier et à stratifications obliques, formant de petites buttes hautes de quelques mètres et souvent couronnées de grès fin quartzifié gris bleu.

En observant sur le terrain les faciès pétrographiques de ces terrains, on est amené à distinguer deux faciès superposés et peut-être alternant, qui n'ont pas été différenciés cartographiquement. En leur donnant le nom de deux oueds de la région de Tazolé, nous distinguons :

Le faciès Arhalgou. — Ce sont des grès feldspathiques, grossiers, tendres, de teinte violette à rouge, à taches ou bariolures blanches à contours nets. On rencontre des niveaux assez caractéristiques de grès à ciment quartzifié, d'aspect mat, généralement gris, à gros grains de quartz disséminés dans la matrice fine. La patine peut être noire ou rouge groseille. Ces niveaux indurés donnent généralement des tables légèrement saillantes dans la topographie.

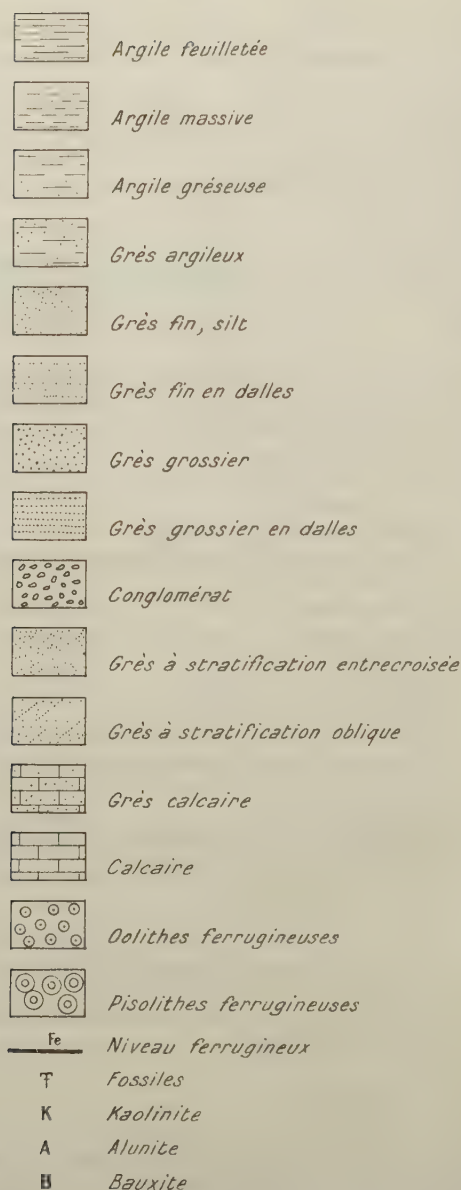


FIG. 20. — Légende des figurés des coupes lithologiques.

Les niveaux franchement conglomératiques ne sont pas rares et leur démantèlement peut donner des regs à galets de quartz qui ont alimenté les alluvions anciennes du Quaternaire. On retrouve actuellement ces regs étendus sur des surfaces ondulées. Les niveaux argileux existent généralement sous forme de lentilles rouges ou gris violacé de faible importance. L'argile est mêlée de sable; des concrétions calcaires de petite taille s'y développent et le minéral argileux largement dominant dans un échantillon étudié est la montmorillonite. Ce faciès affleure bien dans la région de Tazolé, en particulier sur les berges du kori d'Arhagou où sont situés les puisards. On le retrouve le long du socle, parfois en bande étroite lorsque les grès Batéma, abaissés par faille, se

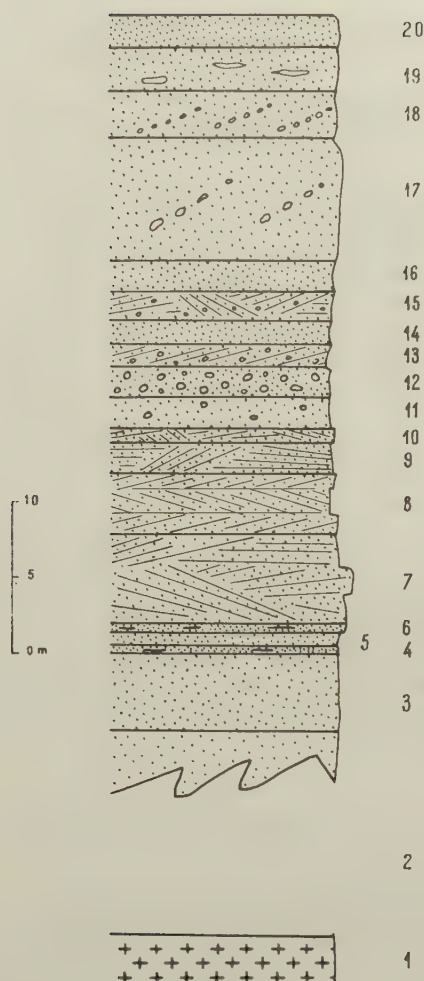


FIG. 21. — Mont Ebadargen Est, face Nord. Succession lithologique.

rapprochent du contact. Ailleurs ils donnent généralement un paysage assez plat, dominé par quelques reliefs ou buttes coiffées par les grès de faciès Batéma.

Le faciès Batéma. — Ce faciès est caractérisé par des grès jaunâtres, beiges ou roux à teinte plus uniforme, parfois indurés, à grain moyen et zones ou plans de graviers. Ils peuvent être localement conglomératiques avec des quartz mal roulés de quelques millimètres et des galets plus volumineux isolés. Les stratifications entrecroisées sont bien marquées, souvent peu inclinées et très étendues. L'aspect du grès moyen est souvent saccharoïde, à quartz brillant. On rencontre des zones ponctuées de taches noires d'oxyde de manganèse, de quelques millimètres. Ces grès présentent généralement une patine ferrugineuse noire ou brun foncé, dure, épaisse d'un millimètre environ, se détachant comme une carapace des grès tendres en donnant des plaquettes abondantes, dans les regs de désagrégation des grès tendres. Cette patine se rencontre sur les surfaces exposées et se poursuit le long des diaclasses.

Le calcaire semble totalement absent des grès de faciès Batéma, de même que les niveaux argileux.

Les bois silicifiés sont abondants dans les grès de faciès Batéma et l'on rencontre fréquemment, comme au Nord-Est de Zélik, de nombreux troncs d'arbres couchés longs de plus de 10 m.

Les grès de Batéma présentent parfois un faciès gris blanc, silicifié, coiffant les buttes témoins les plus élevées alignées le long des failles (Ebadargen, etc...). Ce faciès est très comparable à celui que nous décrirons dans un autre chapitre, dans la formation de Dibella.

D'une façon générale, les grès de faciès Batéma donnent plus d'affleurements et de reliefs que ceux du faciès Arhagou qu'ils surmontent habituellement; ce sont ces reliefs que la piste de Bilma traverse plusieurs fois ou longe entre le 9° méridien et le km 195 après Agadès.

Au Sud-Ouest du piton de l'Azaouageur, la direction de la limite du socle oblique vers le Sud. Dans cette région les grès rouges, grossiers, tendres, à stratification oblique, qui reposent sur le socle, parfois par l'intermédiaire d'un conglomérat à gros galets, ont un faciès Batéma (fig. 24). Il est cependant possible qu'ils correspondent à un niveau stratigraphique plus élevé que les grès de la région de Tazolé et la partie supérieure des buttes de grès superposées à cet ensemble pourrait déjà correspondre aux intercalations gréseuses de la première partie de la formation suivante. Cependant, il n'a pas été possible de les distinguer cartographiquement et l'ensemble a été représenté sous la même teinte, celle de la formation de Tazolé, sur la carte géologique.

Dans cette région, la limite inférieure de la formation de Tazolé est donc définie par le socle précambrien. La limite supérieure est marquée par l'apparition de niveaux argileux et de grès à ciment calcaire qui caractérisent l'unité lithologique suivante (formation d'Elrhas).

Ainsi précisée dans l'échelle stratigraphique, la formation de Tazolé s'inscrit sur la carte suivant une bande qui longe le socle. Large parfois de plus de 30 km vers l'Ouest, elle va en s'amenuisant vers l'Est et disparaît au Sud-Est de l'Azaouageur. Les puissances relevées dans les coupes diminuent en effet dans cette direction : de 100 à 150 m à l'Ouest, elles passent à quelques mètres vers l'Est, puis s'annulent lorsque les niveaux argileux de la formation d'Elrhas viennent reposer directement sur le socle (fig. 34).

2. La formation d'Elrhas

A l'Est de la colline d'Ebadargen, dont nous avons donné la succession lithologique, des chicots de grès à intercalations de gravier et à stratification entrecroisée se rencontrent sur une distance d'environ 13 km. Ils correspondent à la partie supérieure de la formation de Tazolé. Plus à l'Est, on pénètre assez brusquement dans un paysage de plaine à sous-sol argileux. Le sol est jonché de nodules calcaires gris bleu et de plaquettes de grès fin noir à ciment de calcite. Nous sommes à la base d'une nouvelle formation lithologique qui se distingue très nettement de la formation précédente essentiellement gréseuse, où les argiles sont rares et le calcaire pratiquement absent.

Au Sud de l'Aïr, ce nouvel ensemble lithostratigraphique s'étend sur 200 km dans le sens SW-NE avec une largeur dépassant localement 30 km. Il comporte, vers sa partie médiane, une intercalation gréseuse assez importante qui détermine une falaise discontinue à l'Ouest du point d'eau de Mazelet.

Une formation plus gréseuse, superposée à cet ensemble assez tendre, détermine une deuxième falaise passant à l'Est des anciens puits de Kabkabé et d'Elrhas. Haute parfois d'une trentaine de mètres, cette falaise permet de relever des coupes lithologiques de la partie supérieure de la formation d'Elrhas particulièrement riche en gisements de gros Vertébrés. C'est le sommet de cette falaise due à des niveaux gréseux importants que nous avons pris comme limite supérieure, facile à cartographier, de la formation d'Elrhas.

a) RÉGION OUEST : DESCRIPTION DES PARTIES INFÉRIEURE ET MOYENNE DE LA FORMATION D'ELRHAS

Des successions lithologiques typiques de la partie inférieure de la formation d'Elrhas nous sont données par les coupes relevées dans la falaise discontinue longeant à l'Est le kori (1) de Zélik et dans les régions situées de part et d'autre de ce relief.

Dans l'ensemble, on peut distinguer une partie inférieure à dominante argileuse affleurant dans la plaine à l'Ouest de la falaise et dans les niveaux inférieurs de cette dernière. La partie supérieure, surtout gréseuse, apparaît au sommet de la falaise et se prolonge partiellement suivant une surface structurale, à l'Est du plateau, jusqu'à sa disparition sous une deuxième série argileuse, formant la plaine qui s'étend entre Kabkabé et Elrhas.

La première coupe que nous donnons de la base de la formation à niveaux argileux et calcaires a été relevée à 5 km au Sud-Est de Zélik :

a) Coupe à 5 km au Sud-Est de Zélik (formation d'Elrhas, partie inférieure)

On distingue, de haut en bas, les niveaux suivants :

Niveaux	Puissances	
18	2 m	Grès grossier à stratification entrecroisée.
17	1,80 m	Grès homogène tendre violacé, localement à bariolures blanches aux contours nets. Quelques zones grossières. Stratifications obliques.
16	4,50 m	Argile noire à violacée, à débris calcaires. Eboulis de blocs de grès abondants.
15	0,10 m	Plaque calcaire noir brillant contournée et ondulée à débris d'os de Vertébrés.
14	1,50 m	Argile noire à bleu violacé, à zones vert pâle, esquilleuse à grasse.
13	0,40 m	Grès gris calcaireux à zones et dalles à ciment calcaire gris noir. Plaques calcaires ondulées gris foncé.
12	0,30 m	Argile violette à noire.
11	0,40 m	Grès gris foncé avec quelques dalles calcaires noires formant plateau.
10	0,40 m	Grès dur assez grossier, roux pâle à blanc et saccharoïde formant plateau et se débitant en parallélépipèdes. Porphyroblastes de barytine poecilitique dans les grès.
9	0,50 m	Grès tendre gris bleu lavande grossier, localement conglomératique à boules de 3 cm (barytine ?) en relief, donnant un aspect pustuleux.
8	0,30 m	Grès gris violet, formant dalle, finement lité, à grain homogène, calcaireux, saccharoïde, tendre.
7	0,20 m	Grès blanc formant dalle, à pustules de 5 mm en relief.
6	1,50 m	Argile rouge à violette, esquilleuse, taches vertes, passant latéralement à des grès mous violacés à points blancs.
5	0,20 m	Grès blanc bleuté grossier.
4	0,40 m	Grès beige violacé conglomératique (quartz atteignant 1 cm), formant une lentille.
3	0,60 m	Grès blanc bleu, localement très grossier. Stratification oblique.
2	10 m	Grès blanc à niveaux argileux de 50 cm. Nodules et dalles calcaires.
1	15 m	Grès beige rosé, assez grossier, à stratifications onduleuses. Débris de bois silicifié. (Faciès Batéma).
Total env. 40 m		

Cette coupe nous montre donc plus d'une vingtaine de mètres de la série argileuse et calcaire reposant sur les grès grossiers de Tazolé, et située sous les niveaux gréseux qui déterminent la falaise de la rive est du kori de Zélik. Les pendages sont faiblement inclinés vers le S-E.

(1) Kori : terme utilisé dans l'Aïr pour désigner les oueds.

Les grès à nodules de barytine forment un repère local que l'on retrouve jusque dans un lambeau de falaise au Nord de la piste de Bilma.

Sur le revers sud oriental de la butte où a été relevée la coupe précédente, les mêmes niveaux réapparaissent. Plus loin vers le S-E, dans la plaine, des grès imprégnés de malachite et un tronc d'arbre noir silicifié uranifère semblent se situer vers les mêmes niveaux dans une zone d'argiles et de grès à sphères calcaires.

Plus au Sud, dans sa partie moyenne, la falaise de l'oued Zélik nous montre la superposition de grès fins blancs et bleu lavande à bariolures blanches et lits de gravier assez rares, à des argiles de teinte sombre, noires à bleu noir, à gros nodules calcaires.

De petits reliefs peu élevés situés en arrière de la falaise, vers l'Est, nous donnent accès à des niveaux plus élevés de cette formation et 13 km au Sud-Est de Zélik, on peut relever la coupe suivante :

β) Coupe à 13 km au Sud-Est de Zélik (formation d'Elrhas, partie moyenne) (fig. 22)

Niveaux	Puissances	
11	2 m	Grès grossier assez tendre, violet ou rouge, à taches blanches en bariolures à contours nets; petites stratifications entrecroisées en vagues.
10	1,70 m	Bancs de grès mauve violacé, assez tendre, à joints schisteux. A la base, grès beige à nodules à ciment de barytine.
9	2 m	Argile rouge et verte esquilleuse.
8	1,50 m	Argiles masquées par des éboulis de grès.
7	0,40 m	Dalles de grès beige à violacé, homogène; quelques zones à gravier, nodules à ciment de barytine.
6	2 m	Argile avec fragments de calcaire noir, lisse, scoriacé ou plat.
5	0,15 m	Dalle de grès calcaireux gris bleu mauve, à stratifications entrecroisées fines.
4	2 m	Argile rose beige à gris verdâtre, en plaquettes à niveaux gréseux blanc gris (1 cm) et calcaires gris bleu (1 cm).
3	0,20 m	Grès calcaireux schisteux, fin, homogène, gris mauve.
2	1,50 m	Argiles cachées, avec fragments calcaires.
1	2,70 m	Grès assez fin, plus ou moins induré, blanc, rose, en dalles de 0,10 à 0,40 m; zones grossières, à patine noire, avec nodules à ciment de barytine.
Total env. 16 m		

Le revers oriental de la falaise dont nous venons de donner une succession lithologique nous livre la suite partielle de la coupe de la partie moyenne plus gréseuse de la formation d'Elrhas :

Distance entre les affleurements en km	Puissance supposée pour un pendage moyen voisin de 1/3 de degré	
		Sous-sol argileux du kori de Kabkabé à l'Ouest de la falaise où se développe la partie supérieure du deuxième niveau argileux.
2 km	10 m	
5	25	Argile et calcaire (base du deuxième niveau argileux).
4,6	23	Grès rouge.
		Grès à zones conglomératiques, bariolé de violet et de blanc, à quartz blancs subanguleux de 3 cm.
4,5	25	
		Grès fin homogène à plaques et dalles calcaires noires.

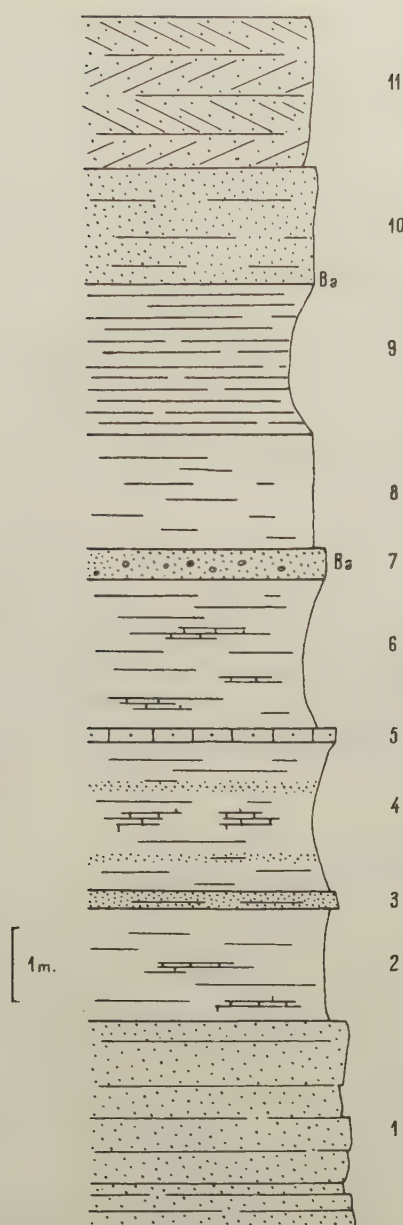


FIG. 22. — Coupe 13 km au Sud-Est de Zélik.

Dans cet ensemble d'une puissance voisine de 83 m, une cinquantaine de mètres appartiennent aux grès intermédiaires séparant les deux ensembles à dominante argileuse.

Plus au Sud, à une quinzaine de kilomètres, une succession équivalente, mais notablement plus épaisse, peut être observée. Nous en donnons ci-dessous la partie correspondant aux 3/4 inférieurs de l'ensemble gréseux qui atteindrait ici environ 75 m :

Distance	Puissance approximative	
2,9 km	15 m	
4,3	22	Grès bleu, violet, rouge, plus ou moins bariolé.
2,5	12	Grès bleu violacé grossier et grès blanc conglomératique.
4,1	20	Grès grossier rouge foncé et violet formant falaise.
1,1	5	Grès gris clair bien lité.
		Grès gris blanc homogène à zones à ciment calcaire formant la suite de la falaise à l'Est du kori de Zélik.
		Argiles à dalles de grès calcaire noir : sous-sol de la plaine.

L'ensemble gréseux formant la partie moyenne de la formation d'Elrhas s'observe bien dans le plateau entourant la région de Mazelet, mais, plus au Sud, il n'est plus possible de le distinguer et c'est pour cette raison qu'il n'a pas été individualisé sur la carte géologique.

b) RÉGION EST : DESCRIPTION DE LA PARTIE SUPÉRIEURE DE LA FORMATION D'ELRHAS

Tout au long de la falaise qui s'étend du Nord de Kabkabé au Sud d'Elrhas, on peut observer les niveaux formant la partie supérieure de la formation argileuse. Dans cette région, nous avons découvert de très nombreux gisements de grands Vertébrés fossiles, alors que la région précédente ne nous en a livré que des fragments beaucoup moins abondants.

Nous présentons ci-dessous quelques coupes types relevées du Nord au Sud dans la partie supérieure de la formation d'Elrhas.

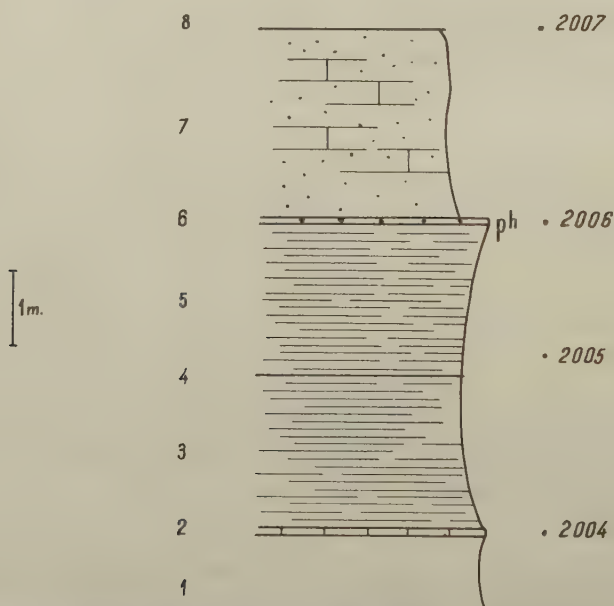


FIG. 23. — Coupe au sud d'Ouffaguedouf. Nord de la falaise de Kabkabé.

α) Coupe à 20 km au N-NE de Kabkabé. Oued Ouffaguedouf

La falaise Elrhas-Kabkabé semble former la berge orientale d'un grand kori et se raccorde, 18 km au Nord de Kabkabé, à une falaise est-ouest formant la berge de l'oued Ouffaguedouf. On y relève la coupe suivante :

Sur le sommet : tumulus.

0,50 m	Dalle de grès grossier, non calcaire, troué, beige roux, à stratification entrecroisée.
3 m	Grès blanc fin lité pustuleux, à ciment calcaire. Quelques nodules, et localement « conglomérat » d'argile. Quelques os.
1 m	Grès blanc fin scoriacé pustuleux, un peu de ciment calcaire.
0,40 m	Grès à stratification entrecroisée à gros nodules calcaires noirs.
0,40 m	Dalle de grès à stratification entrecroisée beige gris, grossier.
1,50 m	Grès bariolé rouge foncé violet et blanc.
0,20 m	Dalle de grès gris.
2,00 m	Alternance d'argile gris foncé et de grès calcaire.
1,00 m	Argile esquilleuse gris foncé.
0,20 m	Calcaire gréseux bariolé blanc violet rouge.
1,00 m	Argile gris foncé.
0,20 m	Calcaire gréseux violet.
0,30 m	Argile.
0,20 m	Calcaire gréseux.
0,40 m	Argile esquilleuse.
0,20 m	Calcaire gréseux.
0,30 m	Argile calcaire grise, esquilles cubiques.
0,20 m	Calcaire gréseux violet.
2,00 m	Zone argileuse cachée, avec un niveau de grès blanc fin.
0,10 m	Zone de grès fin violet.
0,20 m	Dalle calcaire gris violet un peu bariolé de blanc.
0,30 m	Grès violet rouge foncé à ciment calcaire.
0,20 m	Niveau violet scoriacé calcaire.
dessous	Grès fin blanc.

Total env. 15,80 m

Un peu plus loin, la coupe peut se schématiser de la façon suivante :

Dalle de grès.
Grès blanc à points noirs.
Argiles violettes esquilleuses à bancs d'argiles grises et de grès.
Grès violet foncé.

Les argiles peuvent être, soit en lentilles, soit en bancs de quelques décimètres.

β) Plus à l'Ouest, à l'extrémité occidentale de la même falaise, au Sud de l'oued Ouffaguedouf, on a la succession suivante (fig. 23) :

Niveaux	Puissances	
8		Grès gris (éch. 2007).
7	2,50 m	Grès fin calcaireux en dalles.
6	0,15	Conglomérat calcaire phosphaté à os et dents (éch. 2006).
5	2	Argile rouge et verte (éch. 2005).
4	0,10	Conglomérat phosphaté lenticulaire.
3	2	Argile rouge et verte.
2	0,20	Dalle de grès calcaire (éch. 2004).
1	(20 env.)	Argiles à dalles de calcaire gréseux, affleurant dans la plaine au Nord de Kabkabé et reposant sur des grès rouges.

Total env. 27 m

Ici, l'ensemble de la série argilo-calcaire ne semble pas dépasser 30 m d'épaisseur.

γ) Coupe à 5 km au Nord de Kabkabé

Niveaux	Puissances	
5	2 m	Dalle de grès roux à beige, grossier. Stratification entrecroisée.
4	3	Grès blanc fin, à lentilles calcaire blanches; niveaux de « conglomérat » d'argile. Quelques os.
3	3	Grès blanc fin à vacuoles ou points noirs; lentilles ou dalles calcaires noires.
2	5	Grès calcaire.
1	6	Argiles grises, violettes à esquilles cubiques, avec quelques bancs de grès rouge violet de 10 à 20 cm.

Total env. 19 m

Au-dessous affleurent, vers l'Ouest et sur 2 km, plusieurs niveaux de calcaire gris violet, scoriacé avec débris de Vertébrés.

δ) Coupe à l'Est du puits de Kabkabé

De haut en bas, on a la succession suivante :

		Grès à boules de grès à ciment calcaire noir.
		Argiles noduleuses, « conglomérat » d'argile gris.
5 m	{	Argiles cachées par les éboulis.
		Grès blanc rose.
		Niveau calcaire à ossements de Vertébrés.
5 m	{	Grès gris violet scoriacé.
		Grès violet.
		Grès gris bleu.
		Grès rose à stratification entrecroisée.
		Grès gris bleu (un tronc d'arbre silicifié couché de 8 m de long y a été rencontré).
		Grès rose à stratification entrecroisée, avec quelques débris de bois; boules et dalles calcaires, rares niveaux un peu argileux rouge violet.
		Grès violet à gravier. Stratification entrecroisée.

L'ensemble a une puissance d'environ 50 m, les trente derniers étant visibles dans la falaise. Les os sont souvent pris dans un ciment gréseux ou argileux, parfois roulés ou cassés. Les plus beaux échantillons se trouvent en général à la surface du sol, dégagés de leur gangue; beaucoup sont très friables, mais quelques échantillons sont assez bien consolidés. Les dents sont en général parfaitement conservées.

L'abondante faune de Vertébrés consiste en plaques dermiques et dents de Crocodiles, dents et os divers : plusieurs fémurs de plus d'un mètre de long appartenant à des Dinosauriens. Elle comprend les mêmes éléments que celle de la falaise de Tiguédi ou d'In-Abangarit.

ε) Coupe de la falaise à 13 km au Sud du puits d'Elrhas

On observe, de haut en bas :

		Galets de quartz laiteux de 1 à 5 cm dispersés sur le plateau (reg quaternaire).
0,20 m		Calcaire gris scoriacé et gravillon calcaire.
0,60 m		« Marnes » bariolées vert pâle à violet.
1,00 m		Grès violet à la base, gris au sommet, assez fin, à stratifications obliques inclinées vers l'Ouest; quelques débris de bois silicifiés dispersés.
1,20 m		Grès gris ou roux, grossiers, tendres, à gravier, à stratification oblique; nombreux ossements fossiles et bois silicifié.
1,50 m		Alternance d'argile grise à noire, grès à stratification entrecroisée et oblique.
4,00 m		Grès grossier à stratification entrecroisée. Rares joints d'argile. Os abondants.

0,03 m	Lit d'argile gris noir.
5,00 m	Grès blanchâtre, grisâtre, rosâtre, grossier, à trainées et lentilles d'argile grise gréseuse de 1 cm. Stratification oblique.
0,15 m	Lit d'argile gris noir.
1,00 m	Grès grossier blanc se terminant par des grès à trainées d'argile et lentilles de gravier (2 mm). Comprend 5 lits d'argile gris noir.
0,40 m	Banc de grès rose grossier (quartz de 1 mm).
0,25 m	Alternance de petits lits d'argile noire (5) et grès blanc tendre grossier à gravier.
0,20 m	Grès rose assez fin à quelques quartz grossiers. Stratification oblique.
0,03 m	Argile gréseuse.
0,20 m	Grès fin rose en plaques à stratification horizontale.
0,05 m	Argile gris noir.
0,20 m	Grès blanc beige, rosâtre, fin et tendre, feldspathique, à stratification onduleuse.
0,20 m	Grès rose et blanchâtre, plus fin, argileux à lentilles de gravier.
0,05 m	Argile grise à noire.
1,50 m	Grès violet grossier tendre. Stratification oblique vers 250°.

Total env. 17,76 m

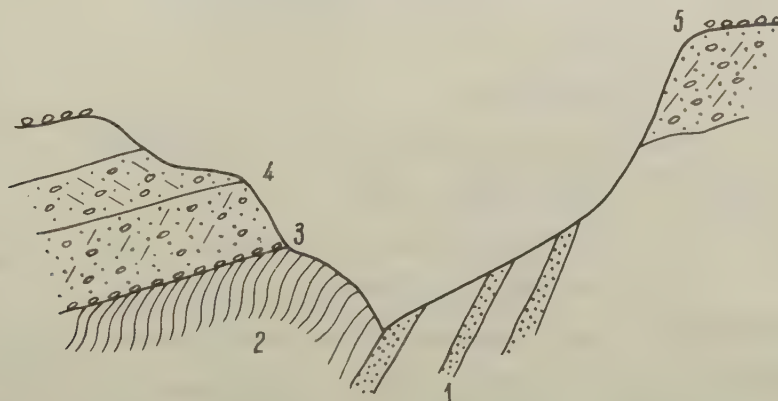
La base de la formation est cachée.

En raccordant des coupes partielles et en tenant compte des niveaux affleurant mal sur d'assez grandes distances, mais affectés d'un pendage d'une fraction de degré, on peut avancer quelques chiffres pour la puissance totale de la partie argileuse supérieure de la formation d'Elrhas. Au Sud d'Elrhas, cette puissance dépasserait 100 m. Elle diminue progressivement vers le Nord pour être inférieure à 50 m au droit de Kabkabé.

Nous allons aborder maintenant la description de la région située au Sud de l'Azaouageur, où les niveaux argileux d'Elrhas se rapprochent considérablement du socle. Nous verrons que leur

W.N.W.

E.S.E.



5 Reg quaternaire de gros galets (désagrégation des grès conglomératiques)

CRETACE INFÉRIEUR { 4 Grès conglomératiques tendres, violacés, bariolés de rouge au sommet, Stratifications obliques (2m.)
(Formation du Tazolé) { 3 Surface de gros galets (<20cm) enchassés dans le socle - (Quartz dominant)

PRECAMBRIEN { 2 Socle schisteux tendre
{ 1 Socle schisteux et quartzophyllades

FIG. 24. — Coupe au sud de l'Azaouageur.

faciès, c'est-à-dire leur caractère pétrographique et leur faune de Vertébrés, se conserve presque sans changement, mais que la puissance totale se réduit graduellement à quelques mètres pour finir par s'annuler.

c) RÉGION NORD-EST : DESCRIPTION DE LA PARTIE AMINCIE DES FORMATIONS AU SUD-EST DE L'Aïr

Au Sud du piton volcanique de l'Azaouageur, un relief de socle suggarien large de quelques kilomètres est déterminé par une zone soulevée tectoniquement. Autour de cette apophyse de l'Aïr cristallin, les pendages des séries sédimentaires s'accroissent et permettent de relever la coupe complète des formations amincies.

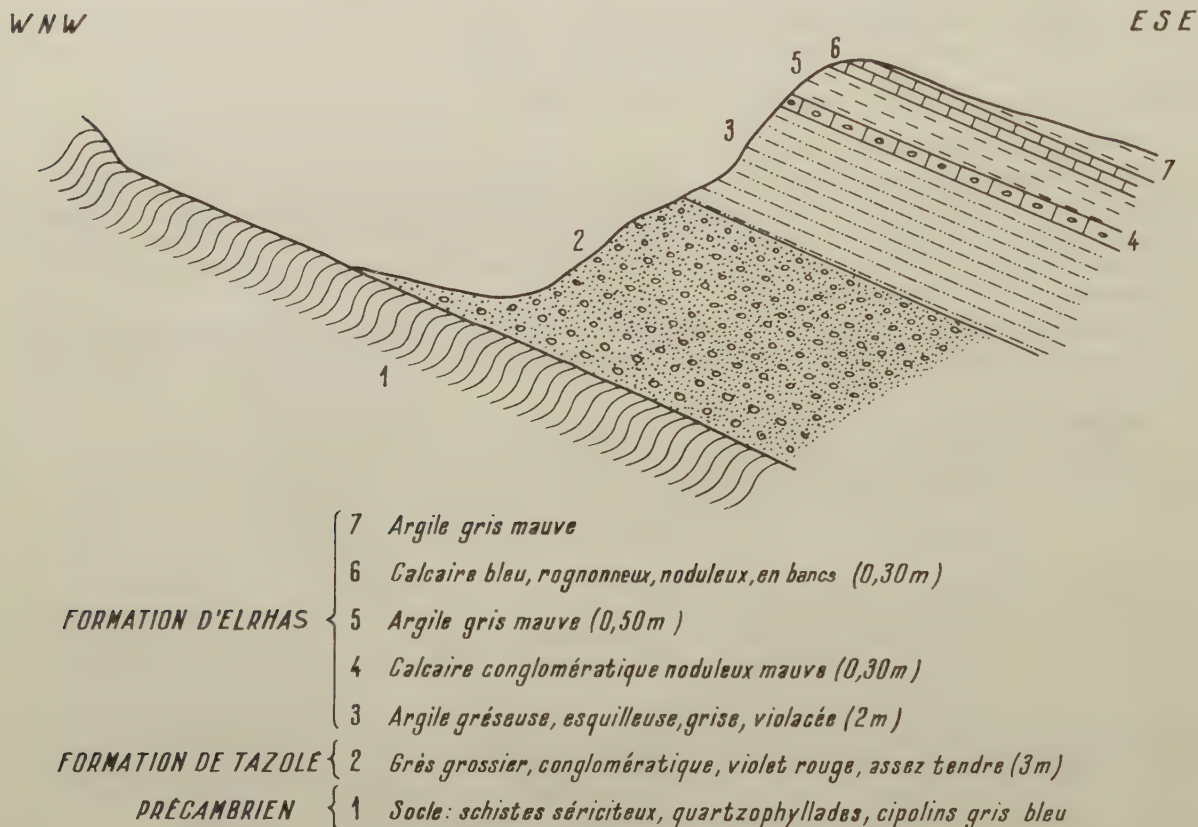


FIG. 25. — Coupe à l'E-SE de l'Azaouageur.

La fig. 25 donne la succession des premiers mètres des dépôts sédimentaires qui, en ce point, comportent seulement 3 m de grès grossier, conglomératique à la base. Ces grès appartiennent au faciès Arhagou et ont été cartographiés comme tels, mais il est vraisemblable qu'ils correspondent, en fait, au niveau gréseux de la partie moyenne de la formation d'Elrhas qui vient ici reposer directement sur le socle. Cette remarque est également valable pour les trois coupes suivantes, où le niveau gréseux de base se réduit à 50 cm. Nous donnons ci-dessous la succession lithologique moyenne valable dans ce secteur :

α) Trois coupes à 8 km au Sud-Est de l'Azaouageur
(photographie aérienne : NE 32 × 237) (fig. 26)

La légende est commune aux trois coupes séries A, B et C, situées à quelques centaines de mètres les unes des autres, en se dirigeant vers le Sud-Est et longeant la faille principale limitant le socle au Sud.

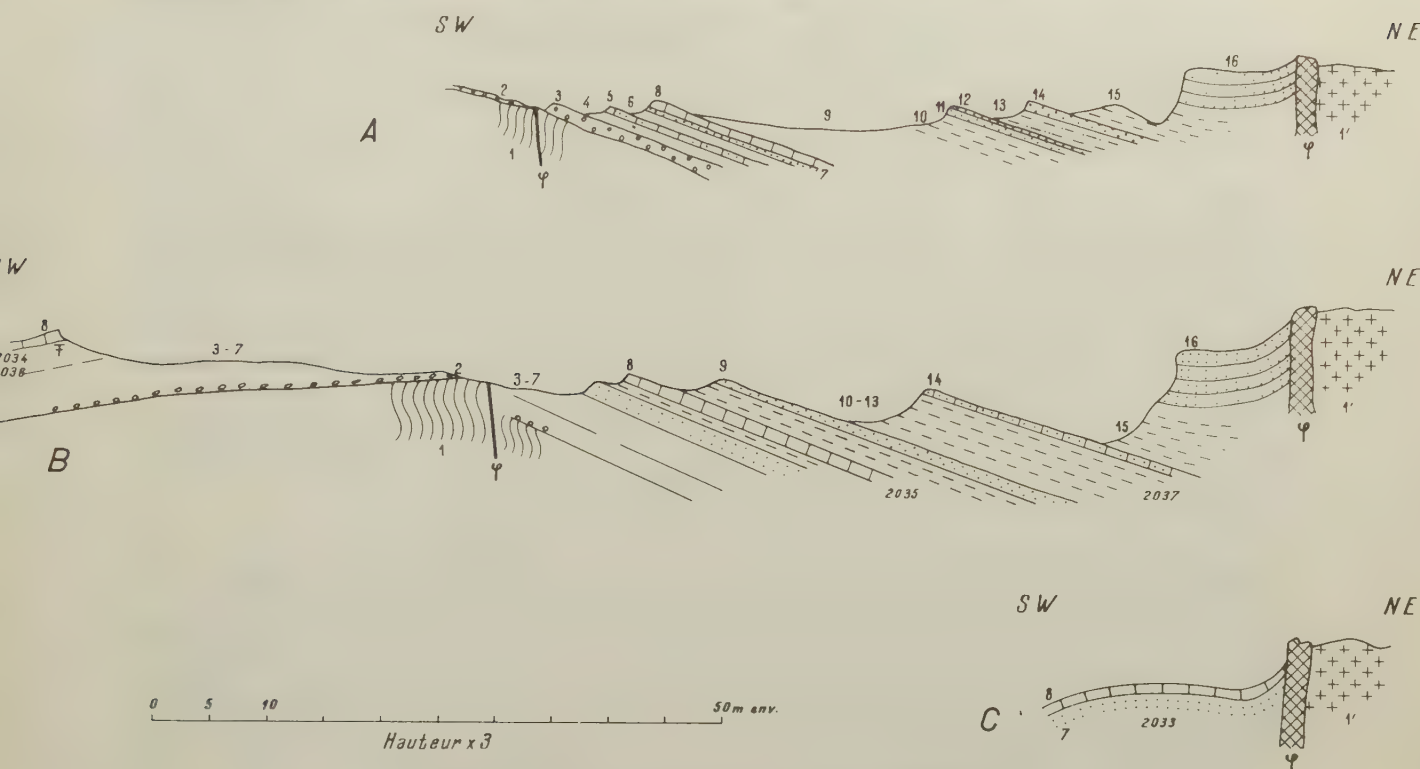


FIG. 26. — Trois coupes 8 km au SW de l'Azaouageur.
Crétacé anté-Cénomanien supérieur.

Niveaux	Puissances	
		Faillles au contact du socle.
16	4 m	Grès roux en dalles, légèrement calcaire localement, à trous et à stratification entrecroisée.
15	3 m	Argiles gréseuses mauves et violettes, à gravillon calcaire.
14	0,30 m	Grès homogène beige violacé, parfois calcaire gris rosé.
13	0,50 m	Grès argileux violet à zones à plaques calcaires.
12	0,15 m	Grès rouge mauve calcaireux.
11	0,20 m	Grès blanc.
10	1 m	Argile rouge (éch. 2037).
9	2 m	Argile rouge et grès rouge grossier tendre.
8	0,40 m	Dalle de calcaire gris bleu noduleux, conglomératique à galets de quartz (éch. 2034, 2035).
7	0,20 m	Grès rouge pustuleux conglomératique, localement nodules à ciment de barytine (éch. 2033).
6	0,50 m	Argile rouge sableuse.
5	0,30 m	Calcaire gréseux gris mauve à galet — Mâchoire et dents de Crocodile (éch. 2036).

4	0,60 m	Argiles.
3	0,40 m	Dalle de grès rouge conglomératique.
2	0,10 m	Niveau de gros galets de quartz enchâssés dans le socle.
Total env. 13,65 m		

1	Socle précambrien : schistes lustrés à bancs de cipolin, fort pendage ouest.
1'	Socle précambrien : « granodiorite » à amphibole.
φ	Faille et zones de broyage.

On peut distinguer les trois formations amincies :

- Echkar : niveau 16 (4 m).
- Elrhas : niveaux 4 à 15 (9,15 m).
- Tazolé : niveaux 2 et 3 (0,50 m).

Vers le Sud du point où ont été relevées les trois coupes précédentes, la formation argileuse affleure largement jusqu'à la falaise déterminée par les grès supérieurs équivalents de ceux du sommet de la falaise de Kabkabé-Elrhas.

Plus à l'Est, le soubassement est constitué de graywackes, de conglomérats ou d'arkoses noirs assimilés au Pharusien (RAULAIS, 1959) apparaissant soit à la limite nord du sédimentaire, soit en petits monadnocks (inselbergs) traversant les argiles ou les grès supérieurs.

Dans ce secteur, l'extrême induration de certains niveaux du socle explique sa topographie relativement accidentée avant le dépôt des premiers termes de la série sédimentaire. On peut observer assez nettement différents niveaux stratigraphiques venant reposer successivement sur le socle autour des reliefs de socle, jusque dans la région du mont des Addax.

Alors que sur le Suggarien la limite du sédimentaire est souvent marquée par une faille ou une flexure, sur les arkoses pharusiennes les termes de la série sédimentaire viennent ennoyer des reliefs préexistants. Cependant, ce schéma est compliqué par des rejeux tectoniques qui affectent la région des monadnocks et viennent perturber les pendages au voisinage immédiat du socle où de petites failles apparaissent. Les rejeux sont cependant insuffisants pour que l'on puisse attribuer ces affleurements de socle uniquement à une cause tectonique. Nous verrons plus loin, au contraire, que des horsts de petite taille et d'origine purement tectonique existent ailleurs en plusieurs points (Mazelet, etc..)

β) Coupe relevée à 26 km au Sud-Est de l'Azaouageur

Cette coupe montre l'ennoyage d'un relief par des grès à dalles calcaires du sommet de la formation d'Elrhas et des grès beiges à bois silicifiés de la base de la formation d'Echkar (fig. 27).

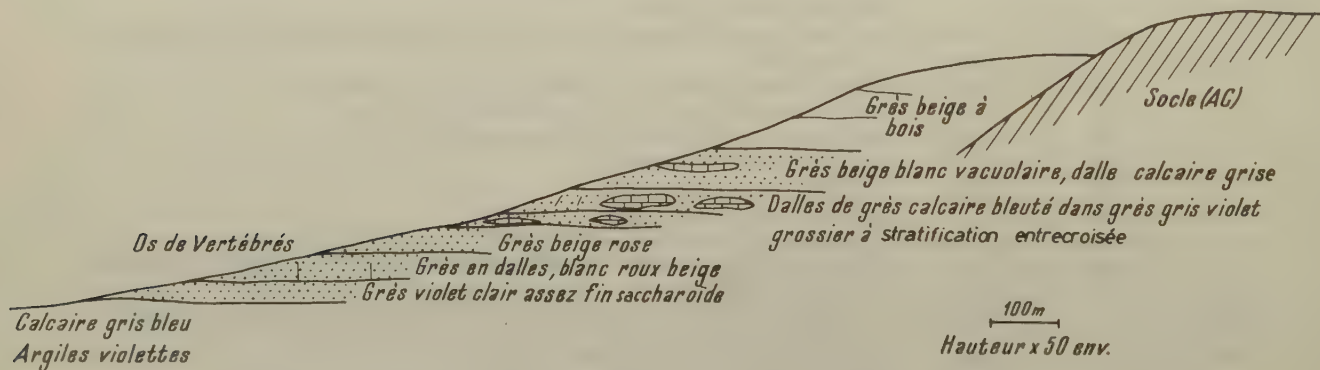


FIG. 27. — Essai de coupe 26 km au SE de l'Azaouageur.

3. La formation d'Echkar

a) RÉGION NORD

Le sommet de la falaise de Kabkabé-Elrhas est souligné par des niveaux gréseux assez grossiers, que nous avons choisis comme base d'une nouvelle formation. Ce nouvel ensemble est caractérisé par l'abondance de grès grossiers à stratification entrecroisée, de teinte claire, riches en bois silicifiés. Il s'étend à l'Est et au Sud de la falaise d'Elrhas et disparaît sous une couverture dunaire très développée. La formation d'Echkar doit son nom à des rochers situés au Sud du 16° parallèle, où affleure un niveau assez élevé dans la série et de faciès typique.

Le revers oriental de la falaise limitant la formation d'Elrhas permet l'observation d'affleurements sporadiques de grès blonds. Cependant, on retrouve encore à la base de la formation d'Echkar, des intercalations argileuses à ossements de Vertébrés qui nous indiquent que la limite choisie, commode pour la cartographie à cause de la présence d'une falaise assez bien marquée dans le paysage, n'a nullement la valeur d'une coupure majeure dans la stratigraphie. Le passage entre les séries se fait assez progressivement comme pour les formations précédentes, par intercalations de bancs gréseux grossiers et diminution des dépôts argileux et calcaires.

Vers l'Est, les affleurements sont assez dispersés sur le plateau jusqu'à une falaise discontinue qui se suit, depuis le mont des Addax vers le Sud-Sud-Ouest, où l'on relève la succession suivante :

		Grès beige, blanc ou rose à bois silicifiés.
		Grès à ciment ferrugineux à l'affleurement (formant le sommet du plateau entourant le mont des Addax).
(falaise)	40 m	{ Grès beige à roux. Grès grossier blanc, bariolé de violet, avec des troncs silicifiés de 50 cm de diamètre. Grès beige à stratification entrecroisée.
(plaine)	150 m environ	Grès grossier pouvant comprendre des intercalations argileuses vers la base.

La puissance des grès formant le sommet du plateau peut être estimée à une cinquantaine de mètres à l'Est du mont des Addax, jusqu'à une flexure assez brutale où ils disparaissent sous des grès fins schisteux avec dalles calcaires à faune de Lamellibranches marins. Cette nouvelle formation, que nous étudierons dans la région d'Alanlara, précède les niveaux à Ammonites cénomaniennes et turoniennes. Les observations faites dans ce secteur permettent de fixer une limite supérieure à l'âge des formations du groupe du Tégama qui sont donc anté-cénomaniennes, peut-être anté-Cénomaniens supérieur.

b) RÉGION DE DISKAOUATEN

Au Sud du puits d'Elrhas et au-dessus de la falaise, le plateau ensablé permet l'observation de quelques rochers et affleurements discontinus jusque dans la région d'Echkar. On note l'abondance de grès roux, rose, beige, à grain grossier, avec graviers de quartz de quelques millimètres dispersés dans la roche ou en lentilles. Les stratifications sont entrecroisées ou obliques, et leur direction est essentiellement variable d'un niveau à l'autre. Les troncs d'arbres silicifiés sont abondants, parfois couchés et en place dans les grès, mais plus généralement dégagés et épars sur le sol.

Le puits de Kafarda donne une idée de la succession lithologique dans la région au Sud-Ouest de Diskaouaten :

c) COUPE DU Puits DE KAFARDA, établie d'après ses déblais

On observe, de haut en bas :

Niveaux	Puissances	
14	3 m	Sable brunâtre à grisâtre, grossier, dans un fond poudreux.
13	1 m	Sable gris brunâtre (Quaternaire).
12	2 m	Grès sableux moyen à grossier, jaunâtre à gris, à ciment blanc, légèrement lité et à points blancs vers la base.
11	2 m	Grès fin gris compact et homogène en haut, à lentilles grossières, associées à des taches rousses.
10	7 m	Grès moyen à très grossier, roux, blanc ou jaune orangé à gris violacé. Localement litage de 3 mm. Quartz de 1 à 3 mm. Un galet de quartz de 2 cm.
9	2 m	Grès moyen à fin orangé pâle à gris. Quartz de 1/2 mm.
8	5 m	Grès sableux grossier jaune à roux. Quartz de 3 mm.
7	3 m	Grès gris foncé à violacé, micacé. Gros quartz pris dans un ciment assez argileux.
6	2 m	Argile gris verdâtre foncé, grossièrement feuilletée, micacée.
5	1 m	Grès tendre blanc jaunâtre à grain moyen, lité, assez homogène, à points blancs, comportant des zones à gros quartz de 1 mm.
4	1 m	Argile gris verdâtre peu feuilletée.
3	3 m	Grès sableux et sable grossier blanc à zones de quartz roux de 3 mm.
2	2 m	Grès sableux gris à blanc, grain moyen à fin, assez homogène.
1	5 m	Sable blanc grossier. Gros quartz de 2 mm, quelques quartz de 13 mm dispersés.

Total 39 m

Le puits a une profondeur totale de 41,60 m. L'altitude du sol est d'environ 500 m.

Ce puits offre une coupe d'une quarantaine de mètres dans la partie moyenne de la formation d'Echkar. Il s'agit d'un ensemble de grès grossiers, sans doute à stratification oblique comme l'indique le litage observé dans certains déblais. Entre 22 et 29 m de profondeur, on remarque des grès gris violacé et des argiles gris verdâtre. Ils dénotent l'existence d'une récurrence de faciès communs dans la formation d'Elrhas et encore présents en intercalations dans la première partie de la formation d'Echkar, sous les grès francs à bois silicifiés de la partie supérieure. Cette dernière affleure dans la ligne de relief Echkar-In-Assamed-Takourousset et se prolonge vers Takoukout par Abdou Hazan.

Dans la même zone, comprise entre la falaise citée plus haut et le prolongement sud-ouest de la falaise d'Elrhas, on rencontre un certain nombre de puits à bon débit qui prouvent la continuité de la formation d'Echkar à dominante gréseuse; ce sont notamment : Tabelrhirt, In-Affagag, In-Assamed, Gougouaten, Ibouzgan, Takourousset. Vers l'Ouest, les puits sont encore plus nombreux et correspondent à la zone sud du Tégama proprement dit.

La dispersion des affleurements et l'absence de reliefs rendent impossible l'établissement d'une coupe générale et difficile l'évaluation de la puissance de la formation d'Echkar. Compte tenu de la largeur d'affleurement et des pendages moyens de l'ordre de 1/3 de degré environ, on peut avancer le chiffre de 300 m environ jusqu'à Echkar vers le 9° méridien, alors que, plus au Nord, la puissance est de l'ordre de 240 m, et qu'à l'extrémité sud-est de l'Aïr la formation d'Echkar n'est plus représentée que par quelques dizaines de mètres de grès.

d) LE MONT ECHKAR

A une centaine de kilomètres au Sud d'Elrhas, quelques petites buttes émergent des sables à l'Ouest du puits d'Echkar. Elles sont généralement désignées sous le nom de « mont Echkar ». Les

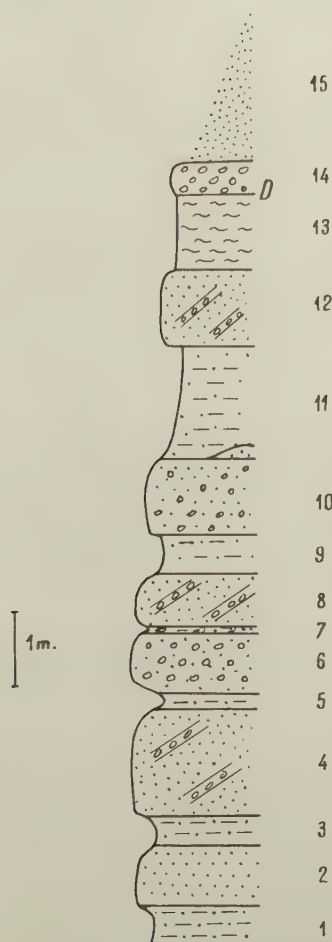


FIG. 28. — Coupe au Sud d'In Assamed. Falaise à l'Est de Takourouset.

reliefs ne dépassent pas 50 m au-dessus de la margelle du puits situé dans une zone déprimée. On y note la succession suivante, de haut en bas :

- | | | |
|------|---|---|
| 16 m | { | Grès blanc, beige à brun clair, assez grossier, avec lits de quartz de 2 mm. Stratifications entrecroisées très inclinées dans des bancs de 1 m à 1,50 m. |
| | | Grès bariolé violacé blanc. Bois silicifiés blancs. |
| 31 m | | Zone cachée par le sable jusqu'au puits. |
| 33 m | | Grès en bancs, dans le puits d'Echkar. |

Quelques affleurements de grès se rencontrent encore à 25 km vers l'Est. Vers le Sud-Ouest, une ligne de reliefs semble prolonger les buttes d'Echkar dans la région d'In-Assamed, Takourouset et Abdou Hazan, à l'Ouest du 9° méridien.

Dans cette dernière région, les deux coupes suivantes ont été relevées :

e) COUPE DE LA FALAISE D'IN-ASSAMED (voir fig. 29)

A 5 km à l'Est du puits d'In-Assamed existe un petit lambeau de falaise ensablée. On y retrouve les grès grossiers à stratification entrecroisée de la formation d'Echkar. Les bois silicifiés sont

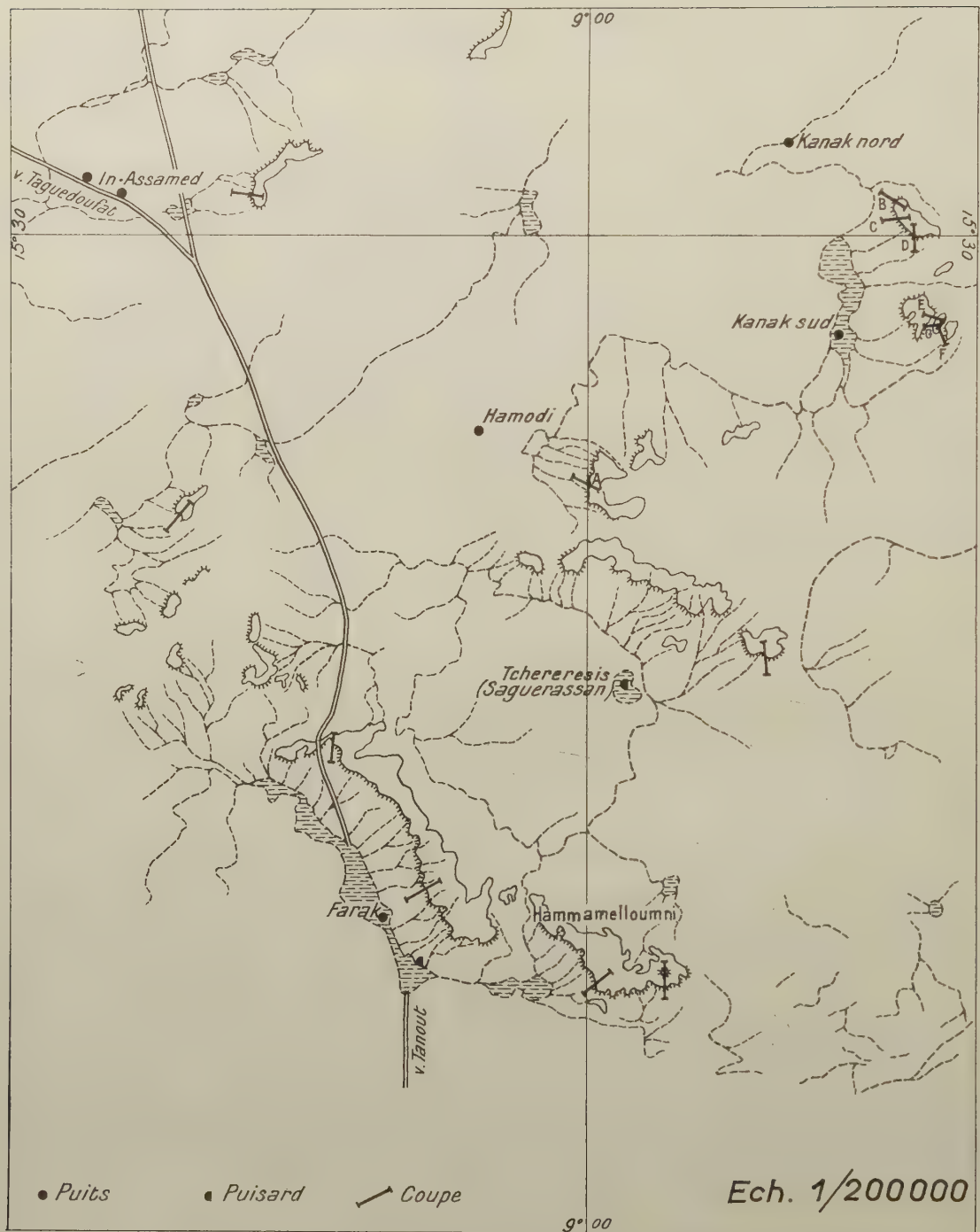


FIG 29. — Croquis de position des principales coupes dans la région de Kanak-Farak.

particulièrement abondants et en place. Un gisement présentant un grand tronc silicifié couché offre la coupe suivante :

0,25 m	Reg de galets libres de grès ferrugineux avec quelques galets d'oolithe ferrugineuse. Nombreux galets et graviers de 5 mm de quartz. Rares galets de 5 cm. Un galet de granite alcalin. Les graviers semblent provenir en partie d'une accumulation sur place d'éléments dégagés des grès grossiers; ils peuvent avoir subi un certain remaniement (éch. 3349).
0,50	Grès rose altéré.
0,80	Grès grossier roux à stratification entrecroisée.
2,10	Grès rose grossier, mais un peu argileux.
1,40	Grès roux grossier à stratification entrecroisée contenant un tronc d'arbre silicifié blanc couché en place. A la base, débris de grès fin remanié (éch. 3348, 3347).
4	Grès rose pâle assez tendre, fin (éch. 3346).
Total	9,05 m

La base de la coupe se situe à environ une quarantaine de mètres au-dessus de la margelle du puits d'In-Assamed, profond de 36,9 m. Aucun déblai du puits n'a pu être observé, mais le débit étant bon, le puits est sans doute creusé dans des grès assez grossiers.

On peut retrouver d'autres affleurements de cette série de grès grossiers roux ou bariolés de violet et de rouge en se dirigeant vers Takourousset. A 12 km au Sud d'In-Assamed, la coupe est la suivante :

f) COUPE AU SUD D'IN-ASSAMED. FALAISE A L'EST DE TAKOUROUSSET (fig. 28)

Niveaux	Puissances	
15	2 m	Sable orangé de dune morte. Quaternaire.
14	0,40 m	Conglomérat non cimenté ou à faible ciment ferrugineux, à galets de 2 mm à 20 cm de grès ferrugineux dominant, oolithe, quartz et silt ferrugineux. Patine des galets jaune mastic, noire à l'affleurement. (Quaternaire).
13	1 m	Argile altérée rosâtre.
12	1 m	Grès très grossier, mauve rosé, à stratification entrecroisée, à quartz de 2 mm.
11	1,50 m	Argile blanche verdâtre, gréseuse, bariolée de jaune.
10	1 m	Grès violet mauve (repère local), grossier, bariolé de blanc le long de tubes creux. Au sommet, quelques lentilles de grès très grossiers à quartz de 2 mm et débris de grès de 2 cm.
9	0,50 m	Argile gréseuse blanche à vert très pâle, bariolée d'orangé.
8	0,70 m	Grès beige rose pâle à stratification oblique régulière. Lits très grossiers.
7	0,10 m	Argile blanche gréseuse.
6	0,80 m	Grès très grossier violacé, bariolé de beige rosé.
5	0,20 m	Argile gréseuse violette bariolée.
4	1,40 m	Grès grossier à stratification entrecroisée irrégulière. Grain hétérogène. Teinte violacée bariolée. Tubes creux à pourtour décoloré.
3	0,40 m	Argile gréseuse bariolée mauve, blanc, rosé. Aspect réticulé.
2	0,80 m	Grès blanc massif, grain moyen. Teinté d'orangé vers le haut.
1	0,40 m	Grès fin, à aspect d'argile gréseuse, massif, violet, bariolé de jaune.
		Total env. 12,20 m

Cette coupe donne une idée de l'hétérogénéité de la formation. Elle n'est valable qu'au point d'observation, car pratiquement tous les niveaux sont lenticulaires à l'échelle de quelques mètres ou de quelques dizaines de mètres. Les niveaux considérés comme repères sont uniquement locaux. Tous ces caractères sont ceux des terrains que l'on rencontre dans la majorité du pays Tégama et notamment ici dans la formation d'Echkar.

Une autre coupe isolée, située à 110 km au Nord-Est d'Echkar, est difficile à situer dans la stratigraphie régionale :

g) FALAISE D'AKARAZERAS

Au Nord-Est du puits d'Akarazeras, une falaise peu marquée apparaît dans une zone presque totalement ensablée du Sud de l'erg du Ténéré située à une centaine de kilomètres au Sud-Est d'Elrhas. On peut y relever la coupe suivante (de haut en bas) :

- Reg de gravier à galets de quartz de 0,5 à 3 cm. On note quelques galets de 10 cm et des fragments de bois silicifiés. Localement, les galets sont cimentés par l'oxyde de fer. Par endroits, cet ancien reg est traversé par des tubulures et concrétions ferrugineuses scoriacées.
- | | | |
|------|---|--|
| 4 | m | Grès blanc jaune assez tendre, à stratifications entrecroisées très inclinées, à points blancs (éch. 2270). |
| 3 | m | Argile gréseuse blanche ou grise, esquilleuse, contenant quelques nodules de calcaire gréseux à taches noires de 20 cm de diamètre vers la base. |
| 0,20 | m | Calcaire gréseux gris blanc à taches noires. |
| 4 | m | Argile grise sableuse micacée à nodules calcaires. |
| 0,10 | m | Calcaire gréseux blanc, gris bleuté à noir. Débris d'ossements et dents de Vertébrés (éch. 2259 à 2269). |
| 3 | m | Argile grise à dalles calcaires de 30 cm (éch. 2258). |
- Grès blanc fin homogène, tendre, saccharoïde à crayeux. Avec localement des taches noires de 3 mm (éch. 2257).

Total 14,30 m

Les Vertébrés sont les mêmes que ceux des gisements d'Elrhas, et comportent notamment *Carcharodontosaurus saharicus*. Cependant la situation de cet affleurement, relativement proche du Crétacé marin, indique qu'il se trouve à un niveau stratigraphique élevé. Il est possible qu'il corresponde à la formation de Farak. On pourrait émettre l'hypothèse d'un jalon intermédiaire entre cette formation méridionale et celle d'Alanlara connue au Nord (voir plus loin).

h) LIMITE SUPÉRIEURE DE LA FORMATION D'ECHKAR

Dans la région du mont des Addax, nous avons vu que les grès grossiers d'Echkar supportent directement des grès fins et des argiles à niveaux calcaires à faune marine situés sous les premiers niveaux à Ammonites. Vers le Sud, la disposition est différente : les grès les plus élevés que nous avons décrits dans les coupes d'Echkar et d'In-Assamed se retrouvent jusque dans le secteur de Farak, où ils sont subordonnés à une série détritique plus fine, sans faune marine, jusqu'au premier niveau à Ammonites du Damergou.

Cette série détritique formant la partie supérieure du complexe du Tégama est dénommée ici formation de Farak. Elle se situe dans la même position stratigraphique que la formation d'Alanlara dont elle serait un équivalent. Ces deux formations sont recouvertes, comme nous le verrons, sans discordance majeure, par la zone biostratigraphique à *Neolobites* qui, à l'échelle du levé a été considérée, en première approximation, comme un niveau repère chronostratigraphique.

Dans ces conditions, il est préférable d'isoler la formation de Farak du groupe du Tégama et d'en faire une unité indépendante. Mais comme ce terme n'a pas encore été mis en évidence dans d'autres secteurs du Niger, nous étudierons dès maintenant les coupes de la région de Farak, qui s'insèrent ici logiquement dans l'étude régionale.

Remarquons que les mêmes problèmes se sont posés au Nord du Hoggar, lorsque les géologues ont été amenés à établir des subdivisions au sein du complexe « Continental intercalaire ». LÉFRANC (1959) a séparé une « série du Djoua » à faune marine, incluse assez paradoxalement dans le

complexe continental sous la zone à *Neolobites* et qui pourrait être mise en parallèle avec notre formation d'Alanlara

4. La formation de Farak

Les coupes de terrain effectuées dans la région de Farak et de Kanak mettent en évidence une série de grès fins et d'argiles litées, où les grès grossiers, souvent en lentilles, ne jouent qu'un rôle mineur. Le litage assez fin des dépôts nous indique que les conditions de sédimentation ont varié par rapport à celles qui présidaient au dépôt de la majeure partie des sédiments constituant le groupe du Tégama. Ces nouvelles conditions se rapprochent, dans leur ensemble, de celles qui ont régné par la suite lors des dépôts à faune marine du Crétacé moyen et supérieur.

La première coupe d'ensemble que nous donnons, relevée au Nord de Farak, situe les grands ensembles de la base de la formation. Dans les coupes suivantes, nous décrirons d'une façon plus détaillée cette base de la formation de Farak.

a) COUPE AU NORD DE LA FALAISE DE FARAK

La piste de Taguedoufat franchit la falaise de Farak dans sa partie nord. Dans ce secteur, la falaise est constituée de grès à grain moyen ou grossier, bariolés de blanc, violet et rouge. Ils se présentent en gros bancs de 1 à 2 m d'épaisseur, avec des joints de grès plus fins et argileux. Les stratifications entrecroisées, d'amplitude assez réduite, sont la règle. Les bois silicifiés sont assez abondants sous forme de fragments de troncs parfois assez volumineux. Dans l'ensemble, il s'agit donc d'une série détritique grossière dont le faciès est celui des « grès du Tégama » typiques.

Les pendages atteignent deux à trois degrés et sont dirigés vers le Sud-Est. Ils indiquent que ces niveaux passent sous les grès fins et argiles franches qui se rencontrent dans la partie plus orientale de la falaise.

L'ordre de grandeur de l'épaisseur des niveaux exposés sur 5 km dans la falaise entre son extrémité nord et l'Est du puits de Farak, est d'environ 110 m pour un pendage moyen d'un degré et demi. Le sommet des niveaux gréseux grossiers de la base passerait donc quelques mètres sous le puits de Farak, et, en résumé, la formation se décomposerait comme suit :

11 m	Niveaux grossiers du sommet de la falaise à l'Est-Nord-Est du puits de Farak (voir coupe b).
25	Niveaux à dominante argileuse de la coupe à l'Est-Nord-Est du puits de Farak (voir coupe b).
15	Grès fin entre la margelle du puits et la base de la coupe citée ci-dessus.
58	Grès blanc micacé, grès bariolé blanc et violet dans les déblais du puits de Farak.
1	environ non vu correspondant aux grès situés entre le fond du puits et le sommet des grès grossiers inférieurs.
120 ?	Epaisseur totale de la partie supérieure des grès d'Echkar entre la falaise de Takourousset-In-Assamed et la base des niveaux de Farak, pour un pendage de 1° environ (partie supérieure la formation d'Echkar).

b) FALAISE DE FARAK, COUPE A L'E-NE DU PUIT (fig. 30)

On relève, de haut en bas, la coupe suivante :

- | | | |
|---|---|--|
| 1 | m | Conglomérat à blocs d'oolithe ferrugineuse atteignant 60 cm de diamètre, grès ferrugineux, localement induré. (Quaternaire). |
| 1 | m | Zone altérée. |

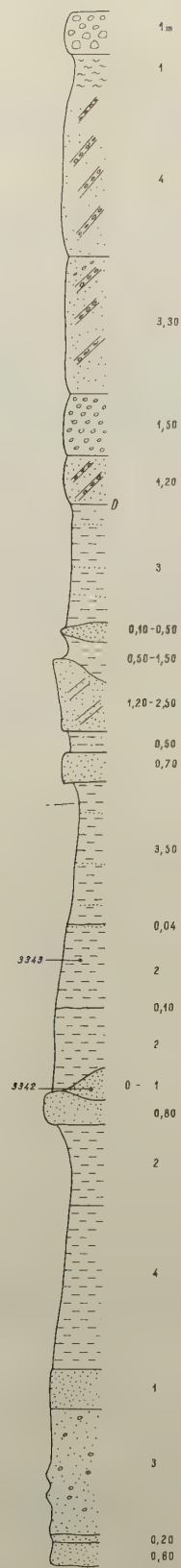


FIG. 30. — Falaise de Farak à l'E-NE du puits.

4 m	Grès sableux tendre à stratification entrecroisée très accentuée, à grain grossier, à lits tendres très fins. Patine de teinte saumon.
3,30 m	Grès jaune roux très grossier à stratification entrecroisée.
1,50 m	Grès blanc grossier.
1,20 m	Grès très grossier blanc à roux, à stratification entrecroisée, à quartz de 4 mm.
0 m	Contact très net entre les parties supérieure grossière et inférieure à grain fin.
3 m	Argile légèrement sableuse alternant en petits lits avec des grès lités moyens violacés, blancs, jaunes.
0,1 - 0,50	Grès blanc très fin micacé.
0,50 - 1,50	Argile grise à violacée gréseuse.
1,20 - 2,50	Grès très fin jaune, très micacé, à stratification entrecroisée formant corniche. Disposé en grosses lentilles. Sphères creuses cimentées par des oxydes de fer et manganèse.
0,50 m	Argile violette assez massive, légèrement sableuse.
0,70 m	Grès jaune vif, très fin, tendre, poudreux.
3,50 m	Argile « varvée », à alternances de jaune et de violet, en lits de 1 cm à 1 mm; légèrement gréseux; lits de grès francs de 3 cm.
0,04 m	Grès blanc sableux à grain moyen, saccharoïde.
2 m	Argile légèrement feuilletée beige très franche (éch. 3343).
0,10 m	Argile franche avec lits de grès fin. Lités, schisteux. Un lit jaune repère à la base.
2 m	Argile violette, jaune au sommet.
0,0 - 1 m	Grès sableux blanc à stratification entrecroisée, à grain moyen, saccharoïde. micacé. En lentille prenant la place des argiles du niveau supérieur (éch. 3342).
0,80 m	Grès blanc moyen, hétérogène.
2 m	Argile grise à violacée, bariolée.
4 m	Argile violette mauve, assez franche, esquilleuse.
1 m	Grès fin blanc.
3 m	Grès grossier bariolé de rouge et de violet; grès moyen blanc à surface moutonnée.
0,20 m	Grès moyen hétérogène, blanc, jaune au sommet.
0,60 m	Grès moyen bariolé blanc violacé.

Total env. 40 m

Cette coupe, d'une quarantaine de mètres, donne une idée des faciès de la partie moyenne de la formation de Farak. Dans l'ensemble, au-dessus des grès fins et moyens micacés, blancs et violets, qui se retrouvent dans les 40 m du puits de Farak, on rencontre environ 25 m d'argiles, parfois très franches avec des lentilles de grès fin à stratification oblique. Au-dessus d'une discontinuité très nette, semblable à celle examinée plus loin à Kanak et Hammamelloumni, apparaît une dizaine de mètres de grès très grossiers à stratifications obliques. Ce niveau est recouvert par une terrasse quaternaire à énormes blocs d'oolithe ferrugineuse. Cette terrasse, très indurée par une ferruginisation postérieure, contrôle la morphologie, qui n'est pas influencée par les pendages faibles de la série sédimentaire.

Dans la région de Kanak et d'Hamodi, nous avons tenté de raccorder sept coupes qui donnent un aperçu de la succession lithologique de la partie moyenne de la formation de Farak et qui mettent en évidence la nature lenticulaire des niveaux grossiers (voir fig. 31, coupes A à G) :

c) COUPE DU MONT HAMODI, A L'EST DE LYSIA HAMODI (SW de Kanak) (fig. 31 A)

Niveaux	Puissances	
8	0,40 m	Conglomérat à ciment plus ou moins ferrugineux (Quaternaire).
7	3,50 m	Argile grise à vert pâle, légèrement feuilletée.
6	0,05-3 m	Conglomérat à galets d'argile gréseuse et à quartz de 3 mm, passant latéralement, en une cinquantaine de mètres, à une lentille de grès grossier tendre, beige, à stratification oblique.

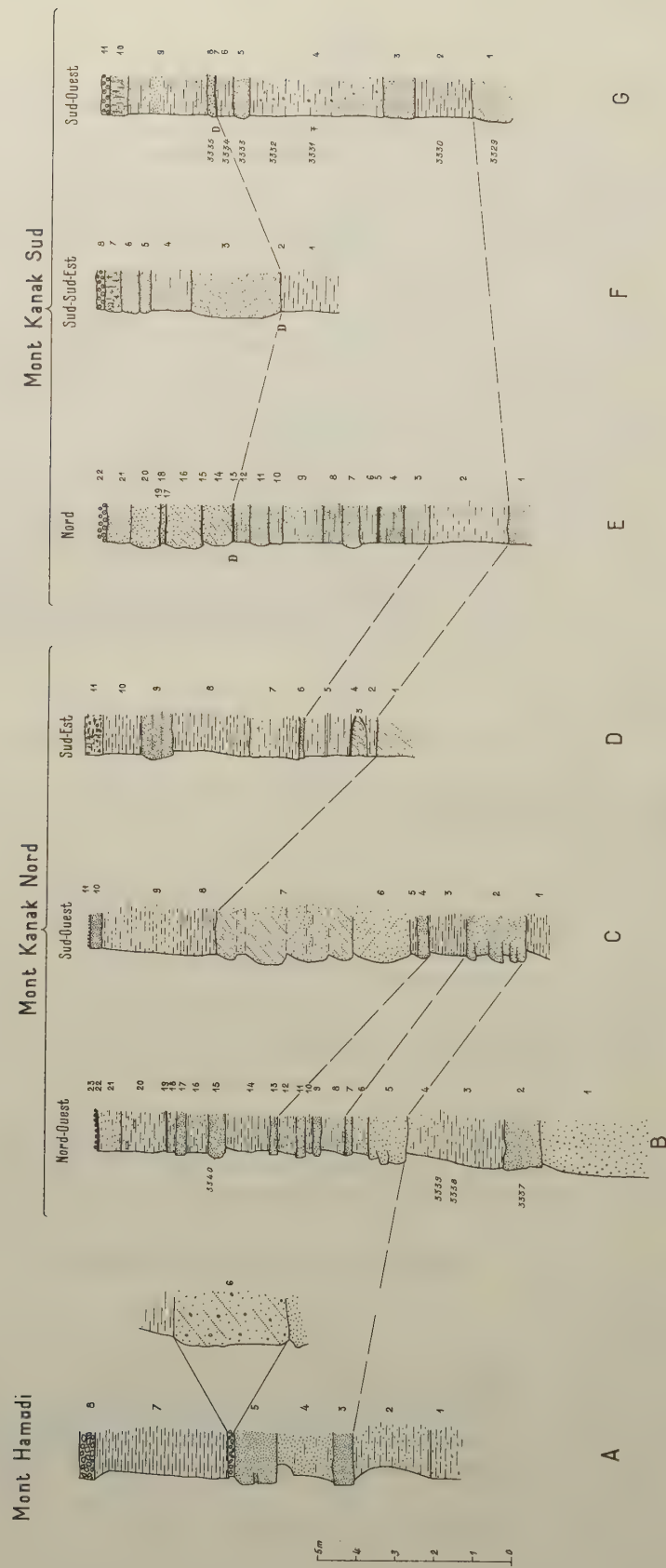


FIG. 31. — Région de Kanak.
Raccord des coupes stratigraphiques.

5	1 m	Grès fin jaune.
4	1,50 m	Grès fin et argile tendre. Niveau à cavernes.
3	0,50 m	Grès fin jaune formant la base d'une barre comprenant les niveaux 3, 4 et 5.
2	2 m	Argile gréseuse grise.
1	1 m	Argile violette à nodules siliceux à surface en « chou-fleur ».
Total env.	12 m	

La lentille de grès grossier parfaitement remarquable (niveau 6) apparaît et disparaît sur une centaine de mètres. Elle semble correspondre, comme les autres lentilles de grès grossier à stratification oblique de la formation de Farak, à une récurrence des conditions de sédimentation régnant au cours du Crétacé inférieur, ces lentilles apparaissant brusquement au sein d'une série de grès fin et d'argile à litage horizontal assez fin qui caractérise la formation.

Comme dans plusieurs autres coupes, le conglomérat à galets d'oolithe ferrugineuse du sommet représente un ancien reg ou une ancienne terrasse quaternaire, localement induré par une ferruginisation ultérieure et donnant de grandes dalles. Ce conglomérat est recouvert par du sable roux orangé d'origine dunaire, qui occupe la partie la plus élevée des collines et est fixé par la végétation actuelle.

La base de la coupe se situe à une quarantaine de mètres au-dessus de la margelle du puits cimenté de Lysia Hamodi, d'une profondeur totale de 52,86 m.

En se dirigeant vers l'Est, les faciès grossiers correspondant à des niveaux plus élevés que ceux de la coupe, se rencontrent à l'affleurement où ils sont très fortement ferruginisés. Ils se présentent en blocs de plusieurs mètres cubes de grès conglomératiques à stratification entrecroisée et oblique; leur surface est perforée de tubulures antérieures à la ferruginisation très poussée du ciment. Il s'agit sans doute de témoins de niveaux équivalents à ceux du sommet de la coupe de Kanak sud.

d) COUPE DU MONT KANAK NORD, PARTIE NORD-OUEST (fig. 31 B)

Niveaux	Puissances	
23	0 m	Très rares galets d'oolithe ferrugineuse. Reg.
22	0,02 m	Plaquette noire riche en manganèse, formant le sommet du plateau.
21	0,60 m	Argile gréseuse altérée, jaune ocre.
20	1,20 m	Argile gréseuse blanche à jaune. Nodules calcaires à l'affleurement.
19	0,05 m	Grès ferrugineux chamois discontinu. Devient noir et concrétionné à l'affleurement.
18	0,15 m	Argile grise jaune, gréseuse.
17	0,30 m	Grès fin jaune en bancs de 5 à 10 cm.
16	0,60 m	Argile gréseuse fine jaune, indurée au sommet.
15	0,40 m	Grès jaune, très fin, homogène, en bancs de 5 cm (éch. 3340).
14	1,15 m	Argile violacée à jaune, bariolée.
13	0,20 m	Grès lité argileux homogène, teinte unie gris blanc jaune.
12	0,50 m	Argile grise violacée, gréseuse. Sommet induré.
11	0,25 m	Grès jaune moyen.
10	0,15 m	Argile gréseuse à sableuse, bariolée violacé jaune.
9	0,20 m	Grès fin en banc.
8	0,60 m	Grès argileux gris lité.
7	0,20 m	Grès fin homogène tendre.
6	0,40 m	Grès argileux lité, blanc à violacé.
5	1 m	Grès sableux à grain moyen, à aspect saccharoïde, blanc. En bancs et lentilles de 20 à 50 cm à stratification oblique.
4	1 m	Argile blanche gréseuse vers le sommet.
3	1,50 m	Argile violette esquilleuse. Concrétions siliceuses blanches à surface en « chou-fleur » de quelques centimètres de diamètre (éch. 3338, 3339).

2	1	m	Grès fin, micacé, blanc éclatant (éch. 3337).
1	3	m	Grès moyen à grossier, bariolé blanc violet, très typique du « faciès Tégama ».

Total env. 15 m

Le pendage moyen est dirigé environ vers le S-SE et atteint localement 2° à 3°. Une dizaine de mètres de grès fin et d'argile en alternance litée s'enfonce et passe sous la suite de la même série affleurant à Kanak sud, où ces niveaux sont recouverts par des grès grossiers à stratification oblique. La base de cette coupe est située à environ 50 m au-dessus de la margelle du puits cimenté de Kanak, profond de 41,76 m. On rencontre quelques fragments de bois silicifiés à la base des affleurements.

e) COUPE DU MONT KANAK NORD, PARTIE SUD-OUEST (fig. 31 C)

Niveaux	Puissances	
11	0	m Plateau couvert de gravillons avec très rares galets d'oolithe ferrugineuse.
10	0,30	m Grès ferrugineux.
9	2	m Niveau d'argiles altérées.
8	1	m Argile violette.
7	3,50	m Grès moyen à fin, tendre, beige rosé, à stratification oblique inclinée vers le Nord-Est, en bancs et lentilles de 10 à 30 cm avec très minces joints argileux. Débris d'argile grise reprise en fragments détritiques.
6	1,50	m Grès à grain moyen, à aspect grumeleux, de teinte jaune beige, à stratification oblique inclinée vers l'Est.
5	0,20	m Argile grise.
4	0,30	m Grès lité.
3	1	m Argile sableuse grise.
2	1,50	m Grès blanc se séparant en quatre barres. Grain fin, homogène, avec intercalations de sable gris.
1		m Argile violette, bariolée.

Total env. 11,3 m

Les pendages atteignent 3° vers le S-SE.

f) COUPE DU MONT KANAK NORD, PARTIE SUD-EST (fig. 31 D)

Niveaux	Puissances	
11	0,50	m Zone altérée ferrugineuse.
10	1	m Argile violette à grise.
9	0,80	m Grès blanc beige très fin à lits argileux.
8	2	m Argile violacée.
7	1,30	m Argile grise devenant gréseuse vers le haut.
6	0,10	m Lit de grès fin.
5	1,20	m Argile grise gréseuse, litée à feuilletée (aspect varvé).
4	0,05	m Joint très net souligné par de l'oxyde de manganèse.
3	0,05-0,50	m Grès fin tendre à stratification entrecroisée, en lentille.
2	0,30	m Argile grise gréseuse litée.
1	1	m Grès à grain fin, tendre, blanc, à stratification oblique.

Total env. 8,7 m

Les niveaux présents dans cette coupe permettent de faire le raccord entre les coupes de Kanak nord et de Kanak sud.

g) COUPE DU MONT KANAK SUD, PARTIE NORD (fig. 31 E)

Niveaux	Puissances	
22	0,30 m	Reg à galets libres d'oolithe, de siltstone (1) et de grès ferrugineux. Localement blocs de conglomérat induré. Quaternaire.
21	0,60 m	Grès sableux altéré de teinte rouille à rose saumon. Localement scoriacé à l'affleurement sur les pentes. (Zone d'altération, Quaternaire).
20	0,80 m	Grès grossier tendre roux, à stratification oblique très inclinée vers l'Est. Petits galets d'argile grise gréseuse, litée, provenant des niveaux inférieurs.
19	0,03 m	Lit de grès ferrugineux formant une mince plaque.
18	0,15 m	Grès roux grossier.
17	0,01 m	Lit ferrugineux formant une mince plaque.
16	1 m	Grès grossier sableux à stratification oblique moins marquée.
15	0,01 m	Lit ferrugineux.
14	0,80 m	Grès beige avec quelques points blancs (pas de ciment argileux), à stratification oblique très peu marquée.
13	0,05-0,10 m	Lit ferrugineux et manganésieux noir de grès grossier, induré à l'affleurement en une plaque soulignant une discontinuité pétrographique très nette (D).
12	0,40 m	Grès fin argileux lité, feuilleté, blanc, zoné au sommet.
11	0,50 m	Grès sableux.
10	0,40 m	Grès argileux lité (« varvé »).
9	1 m	Grès sableux blanc moyen, beige, avec quelques lits plus argileux.
8	0,50 m	Grès argileux feuilleté.
7	0,50 m	Grès sableux blanc beige, micacé, à grain moyen, non lité.
6	0,45 m	Grès argileux lité, feuilleté, blanc, à traces de végétaux.
5	0,05 m	Lit formant une mince dalle de grès moyen roux, légèrement induré.
4	0,60 m	Grès fin, argileux, blanc.
3	0,70 m	Grès argileux violacé et jaunâtre.
2	2 m	Argiles violettes, massives, esquilleuses, finement gréseuses, à aspect « sec ». Traînées jaunâtres et verdâtres.
1	0,60 m	Grès blanc fin, micacé, homogène, à patine beige.
Total	11,50 m	

En résumé, on a 3 m de grès très grossier à stratification oblique reposant sur une série de grès fin et d'argile à litage horizontal assez fin, parfois à aspect varvé.

h) COUPE DU MONT KANAK SUD, PARTIE SUD-SUD-EST (fig. 31 F)

Niveaux	Puissances	
8	0,20 m	Reg à galets d'oolithe ferrugineuse de 5 cm, parfois 20 cm. Quaternaire.
7	0,40 m	Grès scoriacé ferrugineux. Zone d'altération.
6	0,50 m	Grès altéré.
5	0,30 m	Grès roux.
4	1 m	Grès argileux gris.
3	2,30 m	Grès grossier à stratification entrecroisée.
2	0 m	Discontinuité pétrographique très nette.
1		Série litée.
Total	4,70 m	

Léger pendage sud de l'ensemble.

(1) Le terme de *siltstone* (aleurolite) désigne une roche consolidée dont les éléments prédominants sont de taille comprise entre 4 μ et 62,5 μ (silt).

i) COUPE DU MONT KANAK SUD, PARTIE SUD-OUEST (fig. 31 G)

Niveaux	Puissances	
11	0,20 m	Reg à galets d'oolithe ferrugineuse. Quaternaire.
10	0,50 m	Grès terreux ferrugineux altéré. Zone d'altération.
9	2 m	Argile litée blanche, gréseuse et grès moyen.
8	0,20 m	Grès grossier, légèrement feldspathique (éch. 3335).
7	0,05 m	Lit noir à manganèse, soulignant une nette discontinuité.
6	0,50 m	Argile grise blanche, gréseuse (éch. 3334).
5	0,40 m	Grès roux fin (éch. 3333).
4	3,50 m	Argile violette finement silteuse. Nodules calcaires en « chou-fleur ». Deux petits fragments d'os (éch. 3332, 3331).
3	0,80 m	Grès très fin massif, violacé, micacé.
2	1,50 m	Argile violette à rouge foncé (éch. 3330).
1	1 m	Grès fin, tendre, à stratification oblique très inclinée vers le Nord et le Nord-Est (pente de la stratification) de 26° jaune, à patine rosée (éch. 3329).
Total		10,65 m

Les pendages moyens sont faiblement inclinés vers le Sud ou le Sud-Sud-Est.

Une faille de direction NW-SE recoupe les grès grossiers du sommet. A ses abords immédiats, les grès présentent de grosses tubulures couchées et des boules à ciment ferrugineux, dont le centre peut être occupé par du sable blanc ou rouille libre.

Les correspondances, d'après les observations de terrain, entre les sept coupes précédentes, sont indiquées sur la planche d'ensemble (fig. 31).

Les coupes suivantes, relevées dans la région d'Hammamelloumni, à l'Est de Farak, nous donnent accès à des niveaux lithologiques plus élevés de la formation de Farak :

j) COUPE DE LA FALAISE D'HAMMAMELLOUMNI, PARTIE OUEST (fig. 32)

Niveaux	Puissances	
9	0,20 m	Reg à galets d'oolithe ferrugineuse (Quaternaire).
8	2,50 m	Grès fin rosé, micacé, niveaux grossiers (plus ou moins remaniés).
7	1,50 m	Grès beige grossier, tendre, à stratification entrecroisée. Quartz de 4 mm au sommet.
6	0,25 m	Grès jaune zoné, argileux.
5	0,20 m	Grès fin jaune, localement zoné.
4	1,50 m	Grès argileux blanc bariolé de rose.
3	0,50 m	Grès argileux sableux gris. Localement esquilleux, un peu lité.
2	1 m	Grès argileux fin, gris.
1	0,60 m	Grès très fin blanc, gris, homogène.
Total		8,25 m

Ces niveaux affleurant dans le prolongement sud-est de la falaise de Farak correspondent à des niveaux élevés de la falaise de Farak ou à des niveaux superposés. Les pendages moyens sont très faibles (1° ou moins). Ils sont dirigés vers le Sud malgré la direction et le regard de la falaise, dont la morphologie est contrôlée par la terrasse quaternaire indurée.

A l'extrémité est de la falaise d'Hammamelloumni, un relief en dôme domine la plaine d'environ 90 m. Il est couvert d'éboulis, mais livre la coupe partielle suivante :

k) COUPE A L'EXTRÉMITÉ EST DE LA FALAISE D'HAMMAMELLOUMNI (fig. 32)

Niveaux	Puissances	
26	0,50 m	Blocs d'oolithe ferrugineuse de 40 cm de diamètre, grès ferrugineux à oolithes, conglomérat à ciment ferrugineux et gravier de quartz de 4 mm. Conglomérat quaternaire à galets d'oolithe ferrugineuse en place au sommet du dôme.
25	30 m	Caché, sans doute tendre.
24	1 m	Grès argileux terreux complètement altéré à l'affleurement.
23		Grès argileux altéré.
22	0,20 m	Grès beige.
21	1 m	Argile violacée gréseuse
20	1,50 m	Grès fin très micacé beige comportant deux bancs d'argile de 20 cm séparant les trois bancs de grès
19	8 m	Caché.
18	3 m	Grès très fin micacé sableux, teinte rose.
17	0,10 m	Joint d'argile grise feuilletée.
16	2 m	Grès rose à jaune, à grain moyen, en bancs.
15	6 m	Grès jaune, fin, micacé, tendre à très grande stratification oblique litée et stratification onduleuse. En bancs de 1 m.
14	2 m	Grès jaune très fin, tendre. Litage légèrement oblique.
13	6 m	Grès jaune beige grossier, clair. Zones grossières à stratification entrecroisée et oblique très accentuée, quartz de 2 mm. Quelques niveaux ferrugineux de teinte rouille.
12	2 m	Grès jaune fin en petits bancs plus ou moins lités, passées argileuses schisteuses.
11	1,50 m	Grès rose pâle blanc, très fin.
10	10 env.	Caché, au-dessus des niveaux les plus élevés de la coupe de la partie ouest de la falaise d'Hammamelloumni (4 m de grès grossier sur 4 m de grès fin argileux).
Total env. 75 m		

Cette coupe nous donne une idée des faciès de la partie supérieure de la formation de Farak. Dans l'ensemble, il s'agit de grès fins micacés et de bancs d'argile gréseuse avec quelques grosses lentilles de grès grossiers à stratification oblique. Cette formation se retrouve dans les puits situés plus au Sud-Est.

Les 30 m terminaux supposés de nature tendre pourraient déjà appartenir au Cénomanién supérieur argileux, mais aucun affleurement n'a pu être observé.

l) COUPE DU Puits DE KIRIDANESKI (55 m) (d'après les déblais, épaisseur approximative)

- 2 m Sable rouge.
- 2 m Sable blanc à jaune (Quaternaire).
- 2 m Sable grossier à gravier.
- 2 m Argile grise, gréseuse, altérée.
- 7 m Grès sableux blanc lité, assez grossier.
- 3 m Argile vert pâle, franche mais non litée.
- 8 m Grès grossier lité, sableux (quartz inférieur à 2 mm) blanc, jaune à la base.
- 4 m Sable fin, blanc, jaunâtre au sommet.
- 2 m Grès sableux fin rosé.
- 6 m Argile verte, sableuse, altérée, avec grès fin. Muscovite.
- 7 m Grès sableux assez fin rose à orangé. Muscovite.
- 2 m Grès blanc très fin à lits plus grossiers.
- 3 m Grès assez fin à lits sableux de 2 mm.

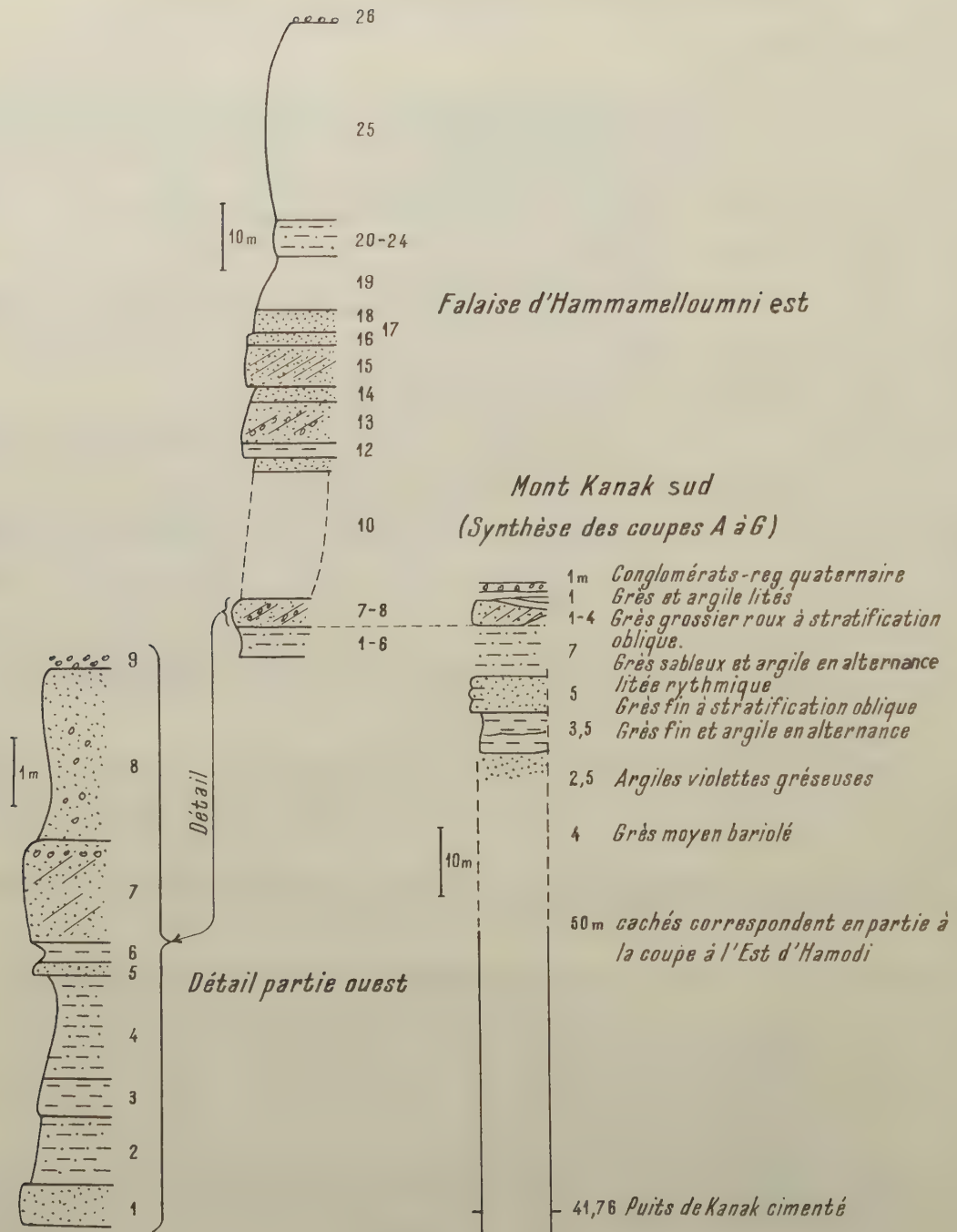


FIG. 32. — Raccord hypothétique des coupes d'Hammamelloumni et de Kanak.

- 1 m Sable blanc jaune pâle.
- 4 m Sable blanc gris, grossier.

Total 55 m

Il semble que l'on se trouve là encore dans les faciès de la formation de Farak : grès fins et argiles vertes au sommet. Les quelques grès grossiers du fond du puits semblent suggérer des niveaux plus élevés que ceux de la partie supérieure de la falaise de Farak.

m) COUPE DU Puits DE BOUGUINJANI (60 m) (d'après les déblais)

- 1 m Sable gris jaune (Quaternaire).
- 2 m Argile gris noir, massive, esquilleuse.
- 5 m Grès blanc très fin.
- 7 m Grès argileux gris violacé.
- 3 m Grès fin sableux violet pâle.
- 2 m Grès grossier noir, à ciment d'oxyde de fer et de manganèse; grès très fin blanc.
- 5 m Grès très fin argileux, violet pâle.
- 10 m Grès fin argileux, violet à zonages, tendre, micacé.
- 2 m Grès blanc, assez grossier, sableux (quartz inférieurs à 1 mm).
- 2 m Grès bariolé blanc à gris violet, feldspathique à la base (quartz inférieurs à 1 mm).
- 6 m Grès assez fin, blanc à violet, lits argileux, micacé.
- 1 m Grès fin argileux, violacé, à traces réticulées en veines.
- 2 m Grès assez grossier (quartz inférieurs à 1 mm) blanc, bariolé de violet pâle.
- 2 m Argile rouge.
- 5 m Sable argileux blanc.
- 3 m Sable gréseux rosé.
- 3 m Sable blanc à gris, bariolé au sommet.
- 1 m Grès grossier sableux.

Total env. 62 m

Dans l'ensemble, il s'agit d'une formation comprenant des grès fins parfois argileux, avec quelques passées argileuses. La teinte est blanche avec des niveaux bariolés de violet. Les grès grossiers se rencontrent surtout vers le fond du puits (éch. 2307, 2308, 2309, 2310). Ces faciès sont ceux rencontrés habituellement dans les puits sous les grès fins et argiles du Crétacé moyen marin.

Les déblais du fond du puits de *Tchamtamdak* (66,50 m) sont constitués de grès bariolés et d'argiles violettes. Les grès blancs fins annonçant les niveaux plus élevés de la formation de Farak se retrouvent assez bas dans le puits. Entre Bouguinjani et Tchamtamdak, les niveaux s'enfonceraient vers le Sud-Est pour passer sous le Turonien marin affleurant à N'Guini.

n) ESSAI DE SYNTHÈSE DES COUPES DE LA RÉGION DE FARAK (fig. 32 et 33)

Nous pouvons tenter de raccorder entre elles les différentes coupes décrites précédemment dans la région de Farak et à son pourtour. Ces raccords sont présentés dans la fig. 33 en tenant compte de tous les renseignements en notre possession concernant les puissances, les faibles pendages, les distances entre les coupes, les parties masquées et les profondeurs des puits.

La coupe synthétique obtenue n'a d'autre but que de donner une idée d'ensemble des faciès et de leurs épaisseurs. Cependant, la coupe du forage de Tanout, de 405 m de profondeur, étudiée par F. JOULIA, et les données des profils électriques de la Géophysique (C. G. G., 1955), s'accordent assez bien, comme nous le verrons, avec cette coupe schématique qui peut se résumer comme suit :

- (plus de 40 m) Argile verte feuilletée à niveaux calcaires marins fossilifères d'âge cénomanien supérieur et turonien inférieur. Grès très fin homogène à la base (Damergou, N'Guini, etc...) (voir fig. 20 et 21).

- 50 m Grès très fin et argile gréseuse (falaise d'Hammamelloumni, puits de N'Guini, Tchamata, Garin Marma, etc...).
- (188 m) { 12 Grès grossier à stratification oblique en lentille. Falaise à l'Est d'Hammamelloumni.
15 Grès fin et argile gréseuse lités (Hammamelloumni).
11 Grès grossier à stratification oblique, en lentille (falaise à l'E-NE de Farak, Kanak, etc...).
- 25 Argile gris vert, franche, massive à litée, à lentille de grès fin gris (falaises de Farak et Kanak).
- (120 m) { 75 Grès fin blanc micacé et grès argileux bariolé violacé (puits de Farak, Kanak, etc...).
- Grès grossier en gros bancs et lentilles, à stratification oblique; joints d'argile gréseuse. Grès bariolé violacé rouge. Bois silicifiés assez abondants (Nord de Farak, Takourousset, In-Assamed, Echkar) : formation d'Echkar.

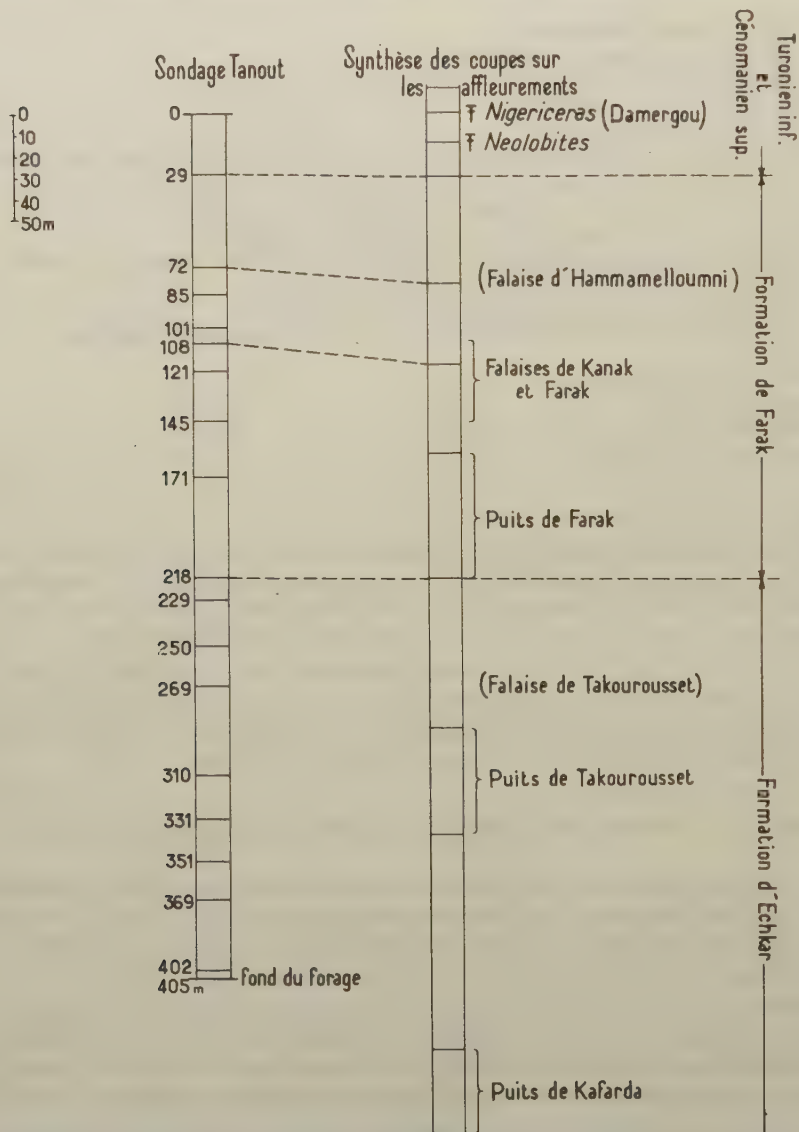


FIG. 33. — Essai de correspondance entre la stratigraphie établie à l'affleurement et celle du sondage de Tanout.

Trois grands ensembles peuvent être distingués : à la base, 120 m de grès grossiers qui terminent la formation d'Echkar représentent la partie supérieure du groupe du Tégama, ensuite 188 m de grès fins et d'argiles lités n'admettent que quelques lentilles de grès grossiers; enfin des argiles feuilletées franches à bancs calcaires fossilifères seront étudiées plus loin.

C'est l'ensemble intermédiaire que nous désignons sous le terme de *formation de Farak*. Cette formation constitue, en quelque sorte, une transition entre les faciès essentiellement détritiques de la formation d'Echkar et les faciès argileux et calcaires à fossiles marins du Cénomanien supérieur et du Turonien (formations du Damergou).

o) CORRÉLATIONS AVEC LE FORAGE DE TANOUT (fig. 33)

La figure 33 présente un essai de corrélation entre la coupe synthétique effectuée d'après les observations de terrain et la coupe du forage de Tanout telle qu'elle a été relevée par F. JOULIA (1957).

On remarque une correspondance assez bonne, compte tenu de l'imprécision des mesures de puissances et des raccords dans la coupe synthétique. De plus, dans le forage on s'est heurté à la difficulté de fixer des limites lithologiques à partir des débris remontés (cuttings), car seulement 13 carottes ont été prises sur une coupe de 405 m.

Dans une première interprétation de la coupe du sondage de Tanout, F. JOULIA avait été amené à attribuer 115 m de terrains à la formation de Farak; mais une révision de la coupe, appuyée sur l'existence de lentilles grossières dans cette formation, n'interdit pas d'inclure 75 m supplémentaires correspondant à des grès fins et des argiles à zones gréseuses à gros quartz (F. JOULIA, 1961).

Dans ces conditions, la base des niveaux à dominante argileuse du Crétacé moyen est séparée des niveaux franchement grossiers, débutant vers 218 m de profondeur dans le forage, par près de 190 m de grès fins argileux et d'argiles gréseuses avec quelques passées plus grossières, qui correspondent sensiblement à la formation de Farak. Dans ce dernier ensemble, on remarque deux niveaux à gros quartz qui pourraient correspondre aux lentilles de grès grossier du tiers supérieur de la formation de Farak.

Si l'on admet ces raccords, les niveaux de grès grossiers du fond du forage de Tanout, à 405 m de profondeur, correspondraient à des niveaux qui affleurent au Nord entre le puits de Takourousset et le puits de Kafarda. Ceci confirme la nature détritique grossière de la partie moyenne de la formation d'Echkar, qui n'est connue que par les déblais de quelques puits et par des affleurements isolés entre Echkar et Diskaouaten. La partie supérieure de la formation d'Echkar est constituée de grès grossiers à stratification entrecroisée et oblique affleurant dans la ligne de falaise discontinue s'étendant d'Echkar à Takourousset par In-Assamed. Le tiers inférieur de cette même formation, connu par les déblais du puits de Kafarda et les affleurements du sommet de la falaise d'Elrhas, est également constitué de grès grossiers, mais admet des niveaux d'argile foncée semblables aux argiles de la formation d'Elrhas. La puissance totale de la formation d'Echkar entre Atertour, au Sud de Taguedoufat et le Nord de Farak, atteindrait 370 m environ. Cela correspondrait à sa puissance maximum puisque, vers le Nord-Est, la puissance diminue, pour se réduire à quelques dizaines de mètres et moins au Sud de l'Azaouageur, et que, vers l'Ouest, elle diminue rapidement en même temps que la falaise de Cénomanien marin se rapproche de la falaise de Tiguédi (GREIGER, 1961). Vers le Sud, les niveaux correspondant à la formation d'Echkar ne semblent pas réapparaître avant le socle du Damagaram, dont l'avancée la plus septentrionale n'est qu'à une soixantaine de kilomètres des témoins les plus méridionaux du Cénomanien argileux et calcaire.

p) COMPARAISON AVEC LES DONNÉES DE LA GÉOPHYSIQUE

Un profil géophysique effectué par sondage électrique a été tracé entre Agadès et Zinder (C. G. G., 1958). Il indique sous le Damergou, dans la région de Tanout, d'après leur résistivité moyenne, les ensembles de terrains suivants :

Conducteur à 6-15 ohms (argiles) : 100 m Cénomanién marin et sommet de la formation de Farak.
Résistant à 20-40 ohms (grès et grès argileux) : 700 m (groupe du Tégama et base de Farak).
Conducteur (argiles de l'Irhazer) formant le soubassement empêchant de localiser le substratum résistant. Leur épaisseur est de 400 m au niveau de la falaise de Tiguédi.

Les puissances globales indiquées par la géophysique viennent confirmer l'ordre de grandeur des puissances proposées pour les différents termes du groupe du Tégama.

C. — SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE DES OBSERVATIONS SUR LE GROUPE DU TÉGAMA

L'ensemble des données des coupes et de la géophysique peut se résumer dans une coupe générale simplifiée. Les niveaux sont groupés en formations lithologiques dont les épaisseurs approximatives sont valables entre Agadès et Tanout :

Groupe du Tégama s. s.	Cénomanién supérieur marin	Argiles feuilletées à bancs calcaires; grès fins.
	Formation de Farak : 190 m	Grès fin, argiles massives à lentilles de grès grossier.
	Formation d'Echkar : 370 m	Grès grossier à stratification entrecroisée, à bois silicifiés. Intercalations argileuses, surtout vers la base.
	Formation d'Elrhas : quelques mètres	Argiles, calcaires et grès à Vertébrés. Il semble que cette formation, bien individualisée vers l'Est, disparaisse dans la région du Tégama proprement dit.
	Formation de Tiguédi-Tazolé : 220 m	Grès grossier à stratification entrecroisée.
	Formation de l'Irhazer	Argiles. La puissance de cette formation, qui atteindrait 600 m vers l'Ouest à In-Gall (JOLIA, 1959), diminue rapidement vers l'Est et disparaît avant le 9° méridien.
	Formation d'Agadès	Grès dominant reposant sur le socle cristallin de l'Aïr. La stratigraphie détaillée en a été donnée par F. JOLIA (1957, 1960); sa puissance varie de 0 à 230 m.

En se déplaçant vers le Nord-Est, on constate que la formation d'Elrhas prend de l'importance et sa puissance maximum au Sud du puits du même nom doit dépasser 250 m. Plus loin, au Nord-Est, les formations diminuent à nouveau de puissance tout en conservant leur faciès respectif et la puissance totale des trois formations inférieures du groupe du Tégama passe de près de 700 m à 400, puis 100 m, avant de se réduire à quelques dizaines de mètres et même moins au Sud-Est de l'Azaouageur.

Le tableau suivant donne une idée des puissances approximatives dans différents secteurs. Il permet de juger, plus en valeur relative qu'absolue, les variations d'épaisseur au sein du groupe du Tégama :

VARIATIONS DE PUISSANCE DES FORMATIONS DU GROUPE DU TÉGAMA
ET DE LA FORMATION DE FARAK DU SW AU NE SUR 200 km

Région Formation	Tiguédi Tanout	Elrhas 9° mé- ridien	Kabkabé 17° pa- rallèle	Sud-Est de l'Azaouageur
Distance approximative entre les coupes :	100 km	60 km	40 km	
Cénomanién sup.				
Farak	190 m	190 ?	remplacée par la formation d'Alanlara (200 m)	
Echkar	370	300	250	quelques dizaines de mètres à quelques mètres
(argiles sup.) Elrhas (grès moyens) (argiles inf.)	qq. m	100 100 75	50 50 50	25 m à 0 qq. m à 0 0 m
Tazolé	220	125	50	0 m
Puissance totale des formations d'Echkar, Elrhas et Tazolé ..	600	700	440	100 m à 10 m

Les puissances indiquées sont le résultat de la somme d'épaisseurs mesurées ou calculées le long des affleurements et entre ceux-ci. Outre la réserve déjà faite sur la précision de mesures qui tiennent compte de très faibles pendages moyens difficiles à évaluer, on doit remarquer que les puissances données ne sont pas toutes sur une même verticale et ne sont sans doute pas valables en un même point pour toutes les formations. Elles correspondent à une moyenne régionale. Cependant, l'ordre de grandeur donné est suffisant pour que l'on ait une idée de la rapidité des variations d'épaisseurs.

En une centaine de kilomètres, la formation d'Elrhas passe de 0 à 275 m. Elle diminue ensuite de la moitié de sa puissance en 60 km avant de disparaître presque entièrement 40 km plus loin. Cette formation se présente ainsi comme une vaste lentille très plate intercalée dans l'ensemble plus gréseux du groupe du Tégama.

A partir du 9° méridien, vers l'Est, les trois formations constituant le groupe du Tégama diminuent ensemble de puissance. La formation de Tazolé disparaît la première, après être passée de 220 m à 125, puis 50 m. La formation d'Echkar, dont la puissance maximum serait de 370 m, n'a plus que quelques dizaines de mètres au Sud-Est de l'Azaouageur. Elle ne semble pas s'annuler complètement sous la série suivante.

La formation de Farak, plus masquée que les précédentes, n'a pu être suivie. On remarque cependant que sa puissance est comparable à celle de la formation d'Alanlara lithologiquement différente, mais dans une position stratigraphique comparable, sous le Cénomanién supérieur marin fossilifère et sur les grès grossiers supérieurs de la formation d'Echkar.

Dans la direction du Nord-Est et de l'Est, les différents termes du groupe du Tégama, tout en diminuant d'épaisseur, viennent se recouvrir les uns les autres en montant dans la série. On les voit ainsi reposer successivement, directement sur le socle au Sud de l'Aïr en allant de l'Ouest vers l'Est. Ceci indique le caractère transgressif de la sédimentation dans cette direction au cours de l'époque du dépôt des grès du Tégama.

En résumé l'amincissement de l'ensemble du groupe se fait par disparition successive des niveaux

inférieurs d'Ouest en Est et diminution d'épaisseur du Sud-Ouest vers le Nord-Est de chaque terme, qui garde son individualité pétrographique et faunique.

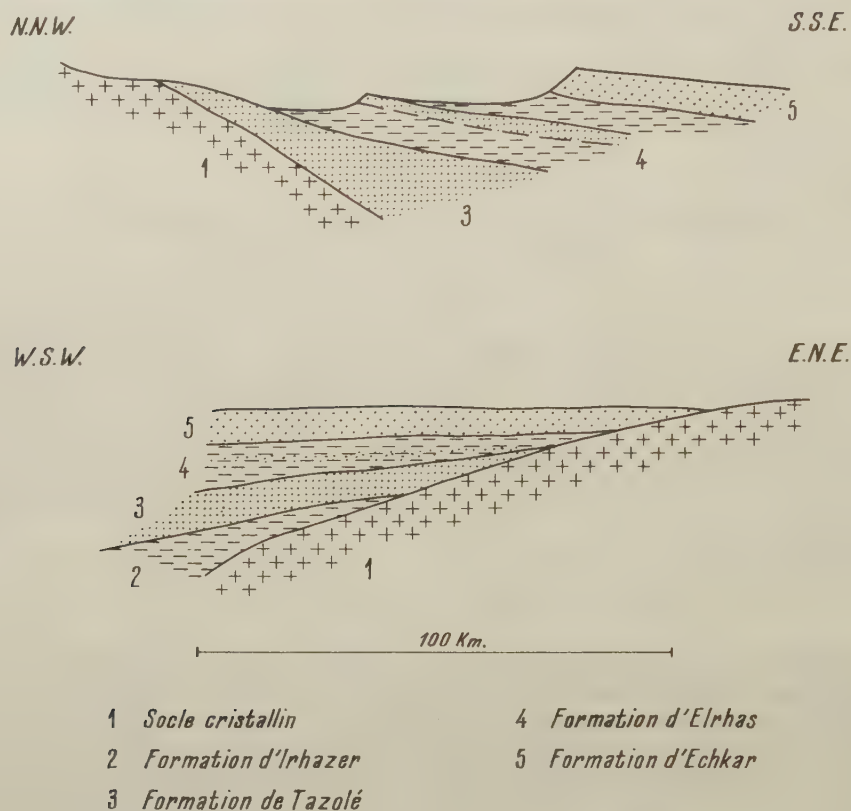


FIG. 34. — Schéma de la disposition des formations du groupe du Tégama au Sud-Est de l'Aïr.

RELATIONS ENTRE LES FORMATIONS

La plupart des observations conduisent à admettre une concordance à l'échelle régionale entre les différents niveaux sédimentaires. Des ravinements en chenaux ou des discontinuités pétrographiques brusques sont fréquentes, mais n'entraînent pas de discordance cartographique générale.

A partir d'Elrhas en allant vers le Nord-Est, la réduction simultanée des puissances des différents membres de la série sédimentaire s'accorde avec une sédimentation moins active plutôt qu'avec une variation de faciès latérale, puisque les faciès se conservent tout au long des affleurements sans changement majeur.

Au Nord de la région étudiée ici, nous retrouverons des formations comparables que la non-continuité sur le terrain nous empêche de mettre en parallèle dès maintenant, mais qui le seront après une étude justificative.

Ainsi, la base du groupe du Tégama ne correspond pas à une limite chronologique. Par contre, les limites entre les bancs et notamment entre les différentes formations, peuvent être considérées en première approximation comme des limites sensiblement chronostratigraphiques.

Le passage d'une formation à une autre se fait par intercalation progressive de bancs de nature lithologique différente. Des récurrences du faciès typique d'une formation existent dans les forma-

tions suivantes. Les limites sont donc assez imprécises et celles qui ont été tracées sur la carte correspondent souvent à celles marquées dans la morphologie. En certains points comme au Sud de l'Azaouageur, on a été amené à cartographier des faciès identiques se rapportant peut-être à des formations différentes. Mais, dans l'ensemble, on s'est efforcé de tracer les limites stratigraphiques marquées par la lithologie.

D. — PÉTROGRAPHIE

L'observation macroscopique des niveaux lithologiques a été complétée au laboratoire par un certain nombre d'études parmi lesquelles notamment :

- Etude des lames minces
- Etude granulométrique
- Etude des minéraux argileux aux rayons X
- Analyses chimiques

Les résultats des études granulométriques et les déterminations des minéraux argileux ont été groupés dans des chapitres séparés. Nous donnons ci-dessous les résultats globaux des études au microscope qui précisent la lithologie des niveaux décrits dans les coupes de terrain.

1. Formation de Tazolé

Dans les échantillons étudiés en lame mince, la structure est essentiellement détritique hétérogène. Les grains de quartz mal calibrés et assez anguleux ont une taille moyenne variant autour de 300 μ . Des galets de quartz et de quartzite à grains engrenés peuvent se rencontrer. Le diamètre moyen d'un échantillon très grossier soumis à l'étude granulométrique s'est révélé être de 720 μ .

Les feldspaths plagioclases sont assez fréquents, parfois frais et maclés, plus souvent altérés en sérinite disposée parallèlement aux clivages. D'autres minéraux non altérés ont été rencontrés plus rarement (biotite, muscovite).

L'altération des feldspaths semble, en général, postérieure à leur transport et à leur dépôt, car ils peuvent être transformés en matière très friable qui n'aurait pu résister à un déplacement mécanique sans être dispersée.

L'oxyde de fer individualisé est en général peu abondant. Dans les zones de teinte rouge, il forme un réseau autour des grains détritiques. Ce réseau est responsable des bariolures fréquentes des grès. Ces bariolures sont postérieures à la sédimentation car elles recoupent les litages de la stratification.

Un peu de ciment argileux peut exister entre les grains.

Voici les caractères des grains de quartz détritiques d'un échantillon prélevé au Sud-Ouest de l'Azaouageur :

	Max.	Moy.	Min.
Dimension (size) μ (1)	800	400	100
Forme (sphericity)	8	7	6
Arrondi (roundness)	4	3	1

(1) Cf. F. J. PETTJOHN (1957), pp. 56-57.

On constate que les grains ont une forte sphéricité mais un indice d'arrondi faible.

Un échantillon prélevé dans un niveau gris siliceux caractérisant le faciès Arhagou a montré une structure détritique assez fine, avec des lits de grains de taille différente montrant un granulo-classement vertical assez net. Les bandes les plus grossières avaient des caractères de dimension, de forme et d'arrondi comparables à l'exemple précédent. Les bandes les plus fines étaient constituées de grains de quartz de 5 à 10 μ d'aspect recristallisé.

2. — Formation d'Elrhas

Les lames minces taillées dans les niveaux calcaires ont montré qu'il s'agissait le plus souvent de grès à ciment calcaire. D'une façon générale, les quartz détritiques sont de taille fine à très fine; parfois on est en présence de silt (moins de 62 μ). Le ciment est constitué de calcite limpide recristallisée qui englobe parfois poecilitiquement la phase détritique.

A côté du quartz dominant, on rencontre des feldspaths plagioclases assez frais, du microcline, ainsi qu'en moindre quantité : muscovite, biotite, zircon, tourmaline, grains d'oxyde de fer, etc...

Ces niveaux de grès calcaires et de calcaires gréseux sont en général associés à des argiles grises ou bariolées rouges et vertes; l'étude aux rayons X indique une forte teneur en montmorillonite associée à l'illite, ou parfois à la chlorite, la kaolinite étant généralement peu abondante.

Les faunes de Vertébrés sont souvent associées à des niveaux conglomératiques à galets calcaires et à débris d'os. Le ciment de ces conglomérats est constitué de calcite finement cristallisée ou poecilitique et d'éléments clastiques très fins (80-120 μ) non jointifs, comprenant une majorité de quartz avec un peu de plagioclases et de microcline et accessoirement des zircons. Les galets du conglomérat peuvent avoir plusieurs centimètres ou quelques millimètres. Ils sont relativement plus sphériques et plus arrondis que les petits éléments, comme le montrent les deux groupes de mesures suivantes exécutées sur un échantillon du Nord-Ouest de Mazelet :

Galets calcaires

	Max.	Moy.	Min.
Dimension μ	5 000	1 800	600
Forme	9	7	6
Arrondi	9	7	5

Quartz pris dans le ciment de calcite

	Max.	Moy.	Min.
Dimension μ	400	200	100
Forme	7	5	3
Arrondi	4	2	1

Les galets sont en général constitués de calcite finement cristallisée englobant quelques quartz très fins, qui peuvent être abondants dans certains échantillons. Dans un cas, les galets ferruginisés montrent une structure grossièrement concentrique rappelant des pisolites. On rencontre parfois des galets de grès, plus rarement de quartz et de granite à structure micropegmatitique. Enfin, les fragments d'os roulés peuvent être abondants et constituer localement de véritables « bone beds » à dents de Vertébrés.

En lame mince, les galets présentent les mêmes faciès que les roches qui peuvent être rencontrées en place dans la formation. On peut donc penser à un remaniement, avec faible transport, de dépôts voisins. Cependant, la présence de quelques éléments cristallins à côté des quartz « granitiques », indique aussi un apport de matériaux à partir de massifs anciens en relief et en voie d'érosion.

D'une façon générale, ces niveaux conglomératiques apparaissent assez brutalement dans une série argileuse et grésocalcaire où la phase détritique est beaucoup plus fine que dans les formations encadrantes de Tazolé et d'Echkar.

On doit encore signaler dans le terme moyen de la formation d'Elrhas, et notamment au Sud-Est

de Zélik, l'abondance de grès présentant des caractères semblables à ceux de la formation de Tazolé, mais ayant un ciment de barytine souvent concentré en nodules poecilitiques. Dans la même région, on rencontre des grès à ciment de malachite, alors que les éléments uranifères viennent préférentiellement imprégner les troncs d'arbres silicifiés de teinte noire et les ossements de Vertébrés.

3. Formation d'Echkar

Avec les premiers niveaux d'Echkar, on retrouve des grès grossiers hétérogènes. En moyenne, la taille des éléments, très variable, est centrée autour de 400 μ . Les grains se touchent. Le quartz est dominant, assez sphérique mais peu arrondi. Assez rarement, certains grains peuvent être nourris de quartz secondaire. Les plagioclases et le microcline détritiques sont assez fréquents, avec un peu de muscovite et d'oxyde de fer en grain. Des galets de quartzite et de quartz filonien sont parfois présents. Un galet de granite à plagioclase et muscovite a été observé. Le ciment est peu abondant et isotrope; il est obscurci par une poussière d'oxyde de fer.

4. Formation de Farak

La taille des éléments détritiques est nettement plus petite dans la formation de Farak. L'analyse granulométrique d'échantillons provenant des puits de Kao Kakil, Talrass, Bouguinjani, permet de calculer les diamètres moyens qui sont de 66, 34, 99 et 143 μ . Les échantillons de la même formation provenant du Damergou, à l'Ouest, ont des diamètres moyens nettement plus grands : Cotta : 430 μ , Goullouski : 210 μ , Marma : 290 μ , Tanout (sondage) : 130 à 180 μ .

Le pourcentage de silt est généralement très faible (0 à 4 %). Celui de la phase argileuse est variable; il atteint 38,5 % dans un échantillon provenant du puits de Goullouski.

Examinés sous la loupe binoculaire, les grains de sable de 300 μ se sont révélés en forte proportion (plus de 20 %), anguleux, luisants, quelquefois brisés (A. SOULATZKY, *in litt.*).

E. — PALÉONTOLOGIE

1. La flore

Les formations du groupe du Tégama sont caractérisées par l'abondance de grands troncs d'arbres silicifiés que l'on rencontre à travers toute la série. Ceux-ci se présentent généralement couchés au sein des niveaux grossiers, ou sur le sol quand ils sont dégagés par l'érosion. Les troncs de plus de 15 m de long sont fréquents, mais on trouve plus souvent des fragments dispersés. Les bois sont de teinte blanche, blonde ou brune; les bois gris ou noirs sont plus rares et sont susceptibles d'être imprégnés de matière radioactive.

D'une façon générale, la matière organique a entièrement disparu à l'exception de traces de résine observées en lames minces. La silicification est très intense, détruisant presque complètement la structure végétale. On peut observer parfois des cristaux de quartz dans des géodes formées à l'intérieur des troncs, sans doute à la place de vides préexistants dans le bois. La silicification se fait préférentiellement sur les anciens végétaux et n'atteint pas les grès encaissants. Elle semble surtout intense dans les couches les plus perméables, alors que dans les niveaux plus argileux d'Elrhas les bois ont une structure beaucoup mieux conservée et moins fortement silicifiée.

Les bois ont en général une structure homoxylée correspondant au type *Dadoxylon*. Cette structure est celle de conifères de type araucarien.

Les genres ou espèces suivants ont été déterminés au laboratoire de M. BOUREAU :

- SSW de Mazelet *Protophyllocladoxylon chudeaui* BATTON, 1961
(sommet des grès moyens de la formation d'Elrhas) (éch. 1300). Cet échantillon a fait l'objet d'une description très détaillée (BATTON, 1961) (1).
- Sud de l'Azaouageur *Protopodocarpoxylon* sp.
(formation d'Echkar) (éch. 1839)

Ce dernier échantillon a permis à E. BOUREAU d'observer un « bois secondaire homoxylé d'une espèce résineuse comportant de nombreuses trachéïdes septées avec du parenchyme vertical et couvertes de ponctuations araucarioïdes » (*in litt.*). E. BOUREAU a montré que le parenchyme vertical résinifère des bois homoxylés est un tissu qui date du Jurassique moyen. Il est absent dans les bois plus anciens. Ce bois, comme tous ceux de ces formations, est typiquement un bois du « Continental intercalaire ».

Un échantillon également prélevé au Sud de l'Aïr par P. RENAULT a été déterminé par VEILLET-BARTOSZEWSKA (1954). Il s'agit du genre *Brachyoxylon* JEFFREY.

Un échantillon trouvé à Kanak, dans une région occupée par la formation de Farak, est proche de *Protophyllocladoxylon*, peut-être *P. diphtericum*.

Les autres échantillons récoltés dans les régions de Zélik, Elrhas, Echkar, etc..., n'ont pu faire l'objet de déterminations précises, mais il s'agissait à chaque fois de bois homoxylés.

2. Les Vertébrés

Les observations faites le long de la falaise d'Elrhas ont permis de découvrir un important gisement de Vertébrés fossiles s'étendant, sur 120 km, du Sud-Sud-Ouest au Nord-Nord-Est, et auquel les prolongements sud-ouest donnent une longueur totale de près de 200 km.

Dans toute cette région, occupée par les niveaux argileux supérieurs de la formation d'Elrhas et la base de la formation d'Echkar, les ossements de grands Vertébrés, principalement de Dinosaures et de Crocodiles, se rencontrent sur le sol. Les fragments d'un même individu sont en général assez dispersés il n'a pas été trouvé de squelette complet. Cependant, les ossements peuvent être entiers et il n'est pas rare de voir des fémurs de plus d'un mètre de long, des mâchoires assez complètes, ou des portions de colonne vertébrale ou de queue comportant plusieurs vertèbres accolées planche II, photo. 3 et 4).

Certaines pièces ont été décrites ou figurées dans un mémoire sur les Dinosaures du « Continental intercalaire » du Sahara (A. F. DE LAPPARENT, 1960) et nous ne donnerons ci-dessous que la liste de quelques éléments trouvés en différents points de prélèvement.

Lieu de prélèvement :

a) 8 km au SE de l'Azaouageur :

— Mâchoire et dents de Crocodile (éch. 2036)

b) Diskaouaten, SW d'Elrhas :

— Gros Dinosaurien Sauropode : fémur, cubitus, radius (?), côte, fragments d'os du bassin, de l'omoplate, de vertèbre (éch. 1276, 1277)

(1) G. BATTON (1961). Anatomie comparée et paléogéographie de quelques bois fossiles de type araucarien récoltés dans le Continental intercalaire du Sahara. Diplôme d'Etudes Supérieures, Paris.

- *Rebbachisaurus tamesnensis* nov. sp. DE LAPPARENT, 1960
- Côte de Sauropode
- Dent de *Ceratodus africanus* (éch. 1277b)
- Dents de Crocodile de taille moyenne (éch. 1278)
- Vertèbre caudale de Sauropode (éch. 1279)
- Vertèbre amphicoelique, probablement de Théropode (éch. 1277)

c) Sud d'Elrhas :

- Très grand Crocodile, comparable au « Crocodile d'Aoulef » (crâne, plaques dermiques, vertèbre caudale, dent) (éch. 1280)
- Griffes de *Elaphrosaurus iguidiensis* nov. sp. DE LAPPARENT, 1960

d) Ouest d'Elrhas :

- Dents de Crocodile de taille moyenne
- Petit coprolithe

e) 8 km au NE d'Elrhas :

- Portion de queue avec treize vertèbres consécutives attribuées à *Rebbachisaurus tamesnensis* nov. sp. DE LAPPARENT, 1960

f) 34 km au SSW d'Elrhas :

- Crocodile à grosses dents courtes (éch. 2248)
- Crocodile à dents longues, forme nouvelle (éch. 2248)
- Griffes de patte de Théropode (éch. 2249)
- Dents de *Carcharodontosaurus saharicus* DEPÉRET (éch. 2250)

g) Falaise d'Akarazeras :

- Plaques d'une petite Tortue
- Base d'une dent présentant une structure identique à celle de *Ceratodus africanus* HAUG
- Phalange d'une patte postérieure d'un gros Théropode
- Radius (?) d'un gros Théropode
- Vertèbre d'un gros Théropode
- Partie proximale d'un métacarpien de Sauropode
- Dent de Crocodile
- Crocodile à dents longues
- Griffes d'un petit Théropode
- Dent de *Carcharodontosaurus saharicus* DEPÉRET

D'une façon générale, tous les gisements découverts ont livré la faune de Vertébrés classique au Sahara dans le « Continental intercalaire » dans laquelle sont associés les Dinosauriens et les Crocodiles variés.

F. — AGE DU GROUPE DU TÉGAMA

Les faunes et les flores du groupe du Tégama nous permettent d'assimiler ces terrains au « Continental intercalaire » saharien qui, selon la définition de C. KILIAN (1931), désigne les formations continentales déposées entre le Moscovien et le Cénomani.

Différents auteurs, et notamment A. F. DE LAPPARENT (1952), ont noté des analogies de faciès et de position stratigraphique entre le « Continental intercalaire » et le Wealdien européen. Ces considérations conduiraient à donner un âge crétacé inférieur à la majorité des terrains présentant ces faciès au Sahara.

La position stratigraphique du groupe du Tégama permet de préciser quelque peu sa situation dans l'ensemble compréhensif permo-albien.

La *limite supérieure* du complexe détritique est formée par les argiles vertes feuilletées associées à la lumachelle calcaire à *Neolobites vibrayeanus* d'âge cénomanien supérieur. Les niveaux situés immédiatement sous cet étage comprennent la formation d'Alanlara ou la formation de Farak, considérées comme sensiblement équivalentes. Celles-ci pourraient être encore d'âge céno-manien, puisque concordantes vers le haut avec les termes datés de la partie supérieure de l'étage. On peut donc penser que le sommet du groupe du Tégama, sous la formation de Farak ou d'Alanlara, est anté-cénomaniens supérieur et plus vraisemblablement anté-cénomaniens.

La *limite inférieure* est d'âge variable suivant les points. En effet, les termes de base reposent transgressivement d'Ouest en Est sur le socle précambrien au Sud de l'Aïr. Cependant, dans la falaise de Tiguédi, la base des grès du Tégama repose sur les argiles de l'Irhazer. Celles-ci, étudiées par F. JOULIA (1952, 1957, etc...) ont livré des Vertébrés identiques à ceux de la formation d'Elrhas ainsi que des *Unio* (MONGIN, 1954) et des *Estheria* (DEFRETIN, JOULIA, A. DE LAPPARENT, 1956). Leur âge pourrait se situer « entre le Jurassique moyen et le Crétacé supérieur ». Les auteurs cités concluent à l'âge crétacé inférieur de la formation de l'Irhazer, mais il est possible qu'elle appartienne au Jurassique. Les grès de Tazolé-Tiguédi, immédiatement superposés, remontent donc, au plus, au Jurassique supérieur et très probablement sont essentiellement d'âge crétacé inférieur.

En résumé on peut conclure que le groupe du Tégama est pour sa majeure partie d'âge crétacé inférieur anté-cénomaniens. La formation de Farak pourrait appartenir au Céno-manien inférieur.

Les subdivisions lithologiques introduites, de valeur stratigraphique purement locale, ne peuvent être datées individuellement. Mais si l'on suppose qu'elles ont des âges successifs ayant une signification à l'échelle du continent africain, on peut chercher à les comparer aux subdivisions définies au Nord du Hoggar et pour lesquelles LEFRANC (1959a) a proposé des âges. Cette comparaison, très aléatoire, est faite avec beaucoup de réserves dans le tableau suivant :

<i>Sud du Hoggar</i> (Niger, d'après FAURE et JOULIA)	<i>Nord du Hoggar</i> (d'après LEFRANC)	<i>Age proposé au Fezzan</i>
Alanlara-Farak } Echkar } Elrhas }		Série du Djoua
Tazolé-Tiguédi } Irhazer } Agadès }		Série de Taouratin
Izegouandane		Série de Zarzaïtine
		Crétacé inférieur
		Dogger supérieur à Portlandien
		Trias et Lias

Les âges sont donnés simplement à titre indicatif, car les faunes récoltées dans le « Continental intercalaire » africain ne permettent pas de faire le raccord avec l'échelle stratigraphique établie en Europe d'après des formations marines.

G. TECTONIQUE

1. La structure

La structure d'ensemble du pays sera examinée plus loin, lorsque nous disposerons des éléments se rapportant aux terrains plus récents que le groupe du Tégama et couvrant un plus vaste territoire.

Soulignons cependant dès maintenant la dissymétrie des terrains examinés par rapport aux limites des massifs cristallins actuels. Les niveaux s'avancent obliquement par rapport à la limite du socle. Ceci souligne que l'on n'est pas en présence des auréoles concentriques d'un bassin sédimentaire, dont les termes les plus anciens seraient appuyés sur un soubassement apparaissant sur le pourtour du bassin. On est amené à admettre qu'au cours de la sédimentation, les aires de dépôts étaient susceptibles de se déplacer. Il y a là une opposition flagrante avec certaines hypothèses, souvent admises sans preuve, de môles cristallins permanents à l'emplacement des massifs cristallins actuels. Nous reviendrons sur ces problèmes lors de l'étude structurale de l'ensemble du secteur.

2. Les failles

L'ensemble des formations décrites est affecté de faibles pendages régionaux. Les niveaux peuvent présenter localement un aspect tabulaire, parfois interrompu brusquement par des alignements plus ou moins rectilignes de grès indurés, ou par des contacts francs entre des niveaux de nature différente qui sont indépendants de la topographie.

La limite du socle, en particulier dans la région de Tazolé et de Zélik, est marquée par une longue faille qui peut se dédoubler (fig. 35). Les failles semblent responsables de la direction actuelle

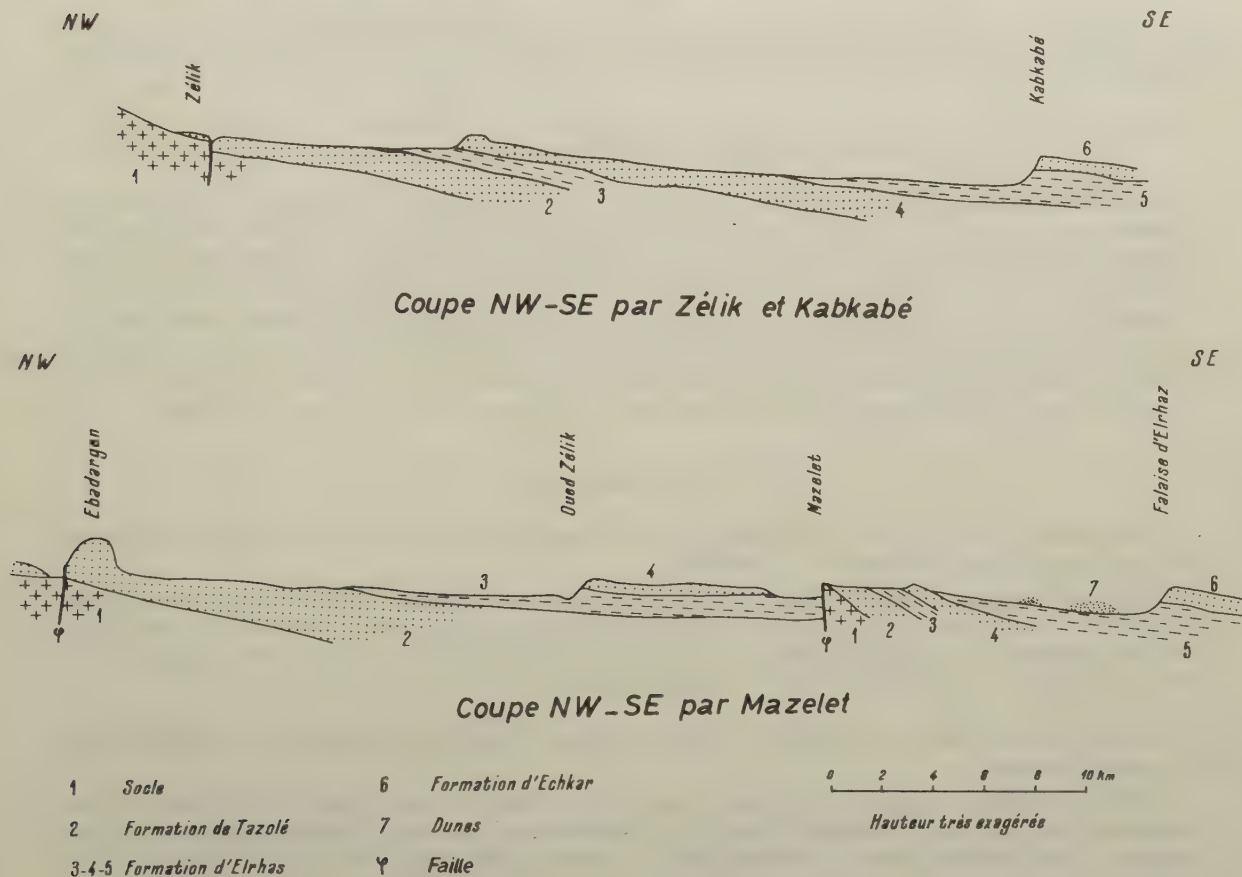


FIG. 35.

du contact entre le socle et le sédimentaire : les compartiments abaissés où les grès sont conservés s'allongent parallèlement aux compartiments soulevés dont la couverture a été érodée. Ces failles se poursuivent dans le cristallin, qui est affecté d'accidents semblables, mais souvent moins visibles sur le terrain.

Des zones de fractures, ou quelquefois des failles uniques, se suivent sur plusieurs kilomètres, parfois plus de cent kilomètres. Leur direction générale est E-W au Sud de l'Aïr et passe à NW-SE plus à l'Est. Vers le Sud, en s'éloignant du massif de l'Aïr, les fractures observées sont moins nombreuses, sans que l'on puisse tenir l'ensablement considérable de cette région comme uniquement responsable de ce changement. Il semble, en effet, que les actions tectoniques cassantes ont ici une origine profonde liée au socle et qu'elles s'atténuent lorsque la couverture s'épaissit notablement.

Les zones fracturées sont souvent indiquées par des chicots gréseux indurés qui peuvent être lardés de petits filonets clastiques blancs de quelques millimètres d'épaisseur disposés en réseaux complexes dans la roche. Lorsque celle-ci est soumise aux agents atmosphériques, le grès situé entre les réseaux indurés se désagrège et laisse la place à des blocs à aspect d'éponge.

En d'autres points (Tazolé, Zélik, Mazelet, etc.), la barytine apparaît en abondance au voisinage des failles; elle forme des zones diffuses ou imprègne les grès. Contrairement aux niveaux de barytine en nodules liés à certains bancs stratigraphiques, ces concentrations sont irrégulières et la barytine y prend un aspect laiteux ou rosé différent de celui de la barytine translucide et grise habituelle dans le ciment des grès.

De même, les sels de cuivre peuvent se concentrer au voisinage des failles et venir imprégner plus largement les niveaux de grès calcaires (région au Sud-Est de Zélik) ou d'argile (Nord de Kabkabé).

a) LA FAILLE D'EBADARGEN

Une fracture s'étend d'Ouest en Est au Nord du 17° parallèle sur plus de 60 km. Elle recoupe successivement les trois formations du groupe du Tégama et fait apparaître un petit affleurement de socle entre les deux collines d'Ebadargen. Elle est également responsable de la silicification des grès d'Ebadargen. F. JOULIA en a cartographié le prolongement occidental jusqu'au socle de l'Aïr.

Malgré sa longueur, cette faille n'a nulle part un rejet très important. Celui-ci ne semble pas dépasser quelques dizaines de mètres, varie suivant les points et peut même s'inverser. A Ebadargen, c'est la lèvre nord qui est relevée, alors qu'à l'Est de l'oued Zélik, le décalage de la falaise indique un soulèvement de la lèvre sud qui se retrouve dans la falaise de Kabkabé.

b) LA FAILLE DE MAZELET

Parallèlement à la fracture d'Ebadargen et à 10 ou 15 km au Sud, une faille de près de 150 km de long s'étend au Sud du 17° parallèle.

A Mazelet, le rejet dépasse localement une centaine de mètres et dans la lèvre sud, le granite est relevé à travers la couverture sédimentaire jusqu'au niveau des grès moyens de la formation d'Elrhas. Au-delà de la falaise d'Elrhas, au Nord de la faille, les argiles à Vertébrés réapparaissent dans le compartiment soulevé en face des grès d'Echkar.

A partir de ces fractures majeures, de petites failles en chevron inclinées à 45° s'observent sur de courtes distances.

Les deux failles précédentes déterminent une étroite bande de terrain légèrement basculée, qui s'apparente aux accidents affectant la couverture sédimentaire des vieux socles. On en connaît des exemples dans d'autres pays et notamment en Arabie (KARPOFF, 1956). A l'Ouest de l'Aïr, F. JOULIA (1957) a décrit plusieurs systèmes de très longues fractures présentant les mêmes caractères.

Les variations dans l'orientation des failles semblent définir une structure d'ensemble en éventail, sur laquelle nous reviendrons dans le chapitre consacré aux caractères tectoniques et structuraux généraux du Niger oriental.

Dans la région étudiée ici, il n'est pas possible de préciser la limite supérieure de l'âge des mouvements responsables des failles qui affectent tous les terrains du groupe du Tégama. Il est très probable cependant que, comme au Nord-Est du mont des Addax, les accidents soient postérieurs au Cénomanien et au Turonien.

Mais les premiers mouvements ont dû débiter très tôt : en effet, en certains points, la sédimentation semble influencée au voisinage des zones faillées. Ceci est notamment le cas au Sud-Est de l'Azaouageur, où la sédimentation s'amincit vers les montinsules qui s'alignent parallèlement aux failles et qui ont légèrement rejoué avec elles. Ailleurs, les puissances mesurées de part et d'autre des grandes failles E-W sont trop imprécises pour que l'on puisse se faire une idée des variations brutales d'épaisseurs toujours possibles.

H. — RÉSUMÉ - LA RÉGION AU SUD ET AU SUD-EST DE L'AÏR

L'étude de la région située au Sud et au Sud-Est de l'Aïr nous a permis de définir une stratigraphie locale dans un ensemble assimilable à la partie supérieure du « Continental intercalaire » et désignée sous le nom de groupe du Tégama.

Trois termes ont été distingués : les formations de Tazolé, d'Elrhas et d'Echkar. Leur extension respective a été précisée, ainsi que leur diminution de puissance vers le Nord-Est.

Au point de vue paléontologique, une riche faune de Vertébrés a été découverte dans le terme moyen. De plus, des bois homoxylés silicifiés caractérisent l'ensemble du groupe.

Une formation, dite de Farak, a été isolée au sommet de l'ensemble. Elle annonce, par la lithologie de certains de ses termes, le Cénomanien marin à faune d'Ammonites.

De longues failles à faible rejet recoupent l'ensemble de la région. La structure générale est dissymétrique par rapport aux limites du pays cristallin.

CHAPITRE II

LA RÉGION COMPRISE ENTRE LE DAMERGOU ET LE MASSIF DE TERMIT

Cette région, située principalement entre les 15° et 16° parallèles, est très fortement ensablée. De rares affleurements ont été observés près de N'Guini, Kartchaka et Talrass. Ils ne donnent qu'une vue restreinte de la succession stratigraphique de la région, mais ils ont livré des faunes marines qui indiquent que les niveaux cénomaniens et turoniens, bien connus dans le Damergou, se prolongent plus loin vers le Nord-Est qu'on ne le pensait précédemment (voir fig. 18 bis).

Dans la partie occidentale de la région, les puits sont suffisamment nombreux pour que l'on puisse suivre l'extension approximative de la formation de Farak jusque vers N'Guini. Vers l'Est, quelques puits ont révélé la présence des faciès lithologiques du Cénomaniens et du Turonien dont ils confirment l'étendue.

Enfin, à l'Ouest du massif de Termit, les puits de l'Aschia Tinamou et de Kandel Bouzou pénètrent dans une série argileuse, sans doute puissante, qui correspond au Sénonien. Celui-ci constitue le soubassement des grès du massif de Termit.

A. — RAPPEL DE LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE DU DAMERGOU

Avant de décrire les nouveaux gisements de Crétacé supérieur découverts à l'Est du 9° méridien, nous rappellerons la succession stratigraphique de la région classique du Damergou.

Connus depuis le début du siècle (A. DE LAPPARENT, 1903), les gisements fossilifères du Damergou ont fait l'objet de plusieurs publications, surtout d'ordre paléontologique. En 1909, R. CHUDEAU en a fait une première description. R. LAMBERT, en 1933, puis 1943, a donné des coupes locales et présenté une stratigraphie de l'ensemble.

F. JOULIA, en 1950 et 1951, a étudié et cartographié le Damergou en détail. Il a publié la première coupe stratigraphique générale indiquant les puissances des séries (1951). Par la suite (1954), il a complété ses observations et la coupe synthétique résumée que nous donnons ci-dessous tient compte de ses dernières recherches, auxquelles nous apporterons quelques compléments.

La partie supérieure des collines est généralement masquée par des cuirasses ferrugineuses dont les débris couvrent une partie des pentes. Cette cuirasse est souvent constituée d'un ciment

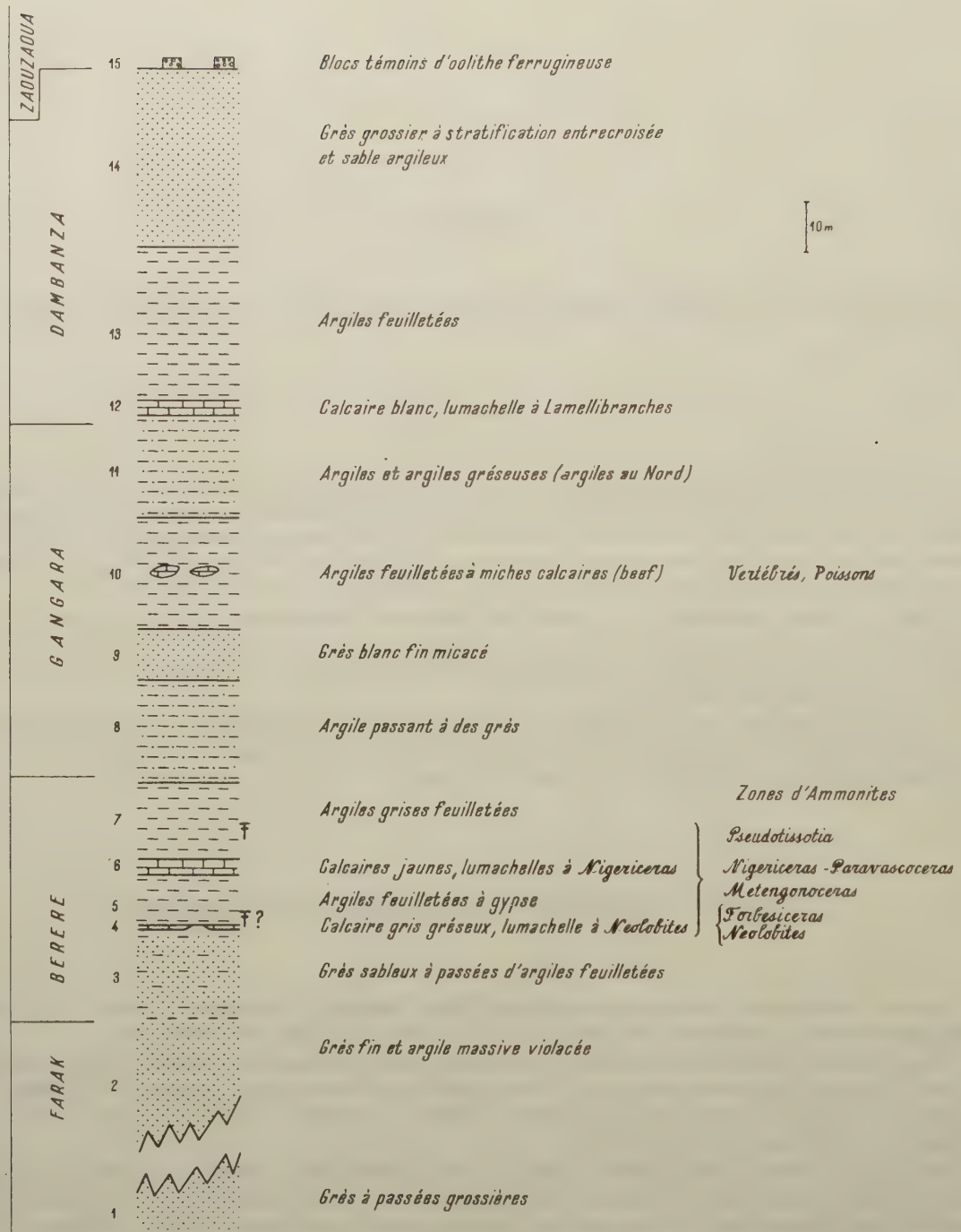


FIG. 36. — Série stratigraphique du Damergou d'après F. JOULIA, 1951, modifié.

ferrugineux soudant d'anciens conglomérats de terrasse du Quaternaire ancien. Parmi les galets de ces conglomérats, les oolithes ferrugineuses sont fréquentes. Elles témoignent d'une ancienne formation démantelée dont on retrouve d'assez nombreux témoins au sommet des collines les plus élevées, ou sous forme de blocs de quelques mètres cubes éboulés sur les pentes.

La formation à bancs d'oolithe ferrugineuse recouvrait toute la région. La disposition des témoins indique qu'elle reposait sans doute en discordance sur différents niveaux crétacés sous-jacents. Par analogie avec des dépôts identiques du Niger occidental, on peut supposer que cette formation est à rattacher au « Continental terminal » d'âge post-éocène moyen.

Les formations supportant ces témoins, en place ou légèrement déplacés, appartiennent au Crétacé supérieur dont F. JOULIA (1951) donne la succession suivante :

Au sommet, la partie supérieure de la « série de Dambanza » est constituée de grès grossiers à stratification entrecroisée et de sable argileux d'origine sans doute continentale.

Ce niveau surmonte un ensemble de dépôts marins d'environ 150 m d'épaisseur constituant le groupe du Damergou proprement dit. Dans cet ensemble, trois masses d'argiles feuilletées séparent des grès fins et des argiles. A plusieurs niveaux, des bancs calcaires lumachelliques existent dans les argiles feuilletées.

Vers la base, les zones d'Ammonites classiques du Niger (H. FAURE, 1959b) et du Tingher : *Neolobites*, *Nigericeras*, *Pseudotissotia* précisent l'âge cénomanien supérieur des premiers niveaux, puis turonien inférieur des niveaux suivants. L'âge des niveaux les plus élevés, qui n'ont pas livré d'Ammonites (1), est mal connu; il s'agit, sans doute, de Turonien supérieur et de Sénonien. Il semble que l'on peut proposer le tableau de correspondance stratigraphique suivant :

Niveaux de la coupe (fig. 36)	Puissances	Nom de la formation	Age
15	10 m	Zaouzaoua	Post-Eocène moyen (« Continental terminal »)
14	40 m	Dambanza (partie supérieure)	Sénonien supérieur
12-13	33 m	Dambanza (partie inférieure)	Sénonien inférieur
9-11	52 m	Gangara (principalement)	Turonien supérieur
5- 8	48 m	Bérére (supérieur)	Turonien inférieur
3- 4	18 m	Bérére (inférieur)	Cénomanien supérieur
2	180 m	Farak	Cénomanien inférieur
1		Tégama (sommet du groupe)	Crétacé inférieur

Les niveaux inférieurs 1 et 2 ont été recoupés par le forage de Tanout qui est venu confirmer que le Cénomano-Turonien du Damergou repose bien sur l'épaisse série détritique étudiée dans le chapitre précédent. Il fixe ainsi une limite supérieure bien datée à cette série.

De plus, F. JOULIA (1951) a noté des variations de faciès dans le Turonien, qui serait plus argileux dans le Nord et plus gréseux vers le Sud. Il est possible que cela soit l'indice de la proximité d'un continent au Sud du Damergou pendant le Crétacé.

L'extension des formations du Crétacé supérieur était considérée dans ce secteur comme limitée à la région du Damergou et l'on pensait qu'elle ne dépassait pas le 9° méridien. Cependant, au cours des reconnaissances plus récentes, j'ai pu mettre en évidence la prolongation des niveaux marins jusqu'à l'Ouest du massif de Termit à travers une suite de témoins ensablés, dont nous donnerons maintenant la description.

(1) R. FURON et C. KILIAN (1934) citent cependant un fragment d'Ammonite d'affinité sénonienne provenant des matériaux de M. LOUBET.

B. — LA RÉGION DE N'GUINI

A quelques kilomètres au Nord de N'Guini, une colline presque totalement ensablée permet d'observer plusieurs mètres d'argile verte feuilletée surmontés par un banc calcaire richement fossilifère à *Nigericeras*. Ce banc correspond à la lumachelle jaune du Damergou. On remarque également de gros blocs démantelés et déplacés de grès grossiers à stratification entrecroisée, qui témoignent de l'existence de niveaux plus élevés, que l'érosion n'a pu faire totalement disparaître. Ces blocs semblent s'être lentement enfoncés pendant que les couches tendres sous-jacentes étaient déblayées et, comme pour les témoins très indurés d'oolithes ferrugineuses du Damergou, il est possible que leurs niveaux primitifs aient été situés à plusieurs dizaines de mètres au-dessus de leurs positions actuelles.

La coupe synthétique relevée peut se schématiser de la façon suivante, de haut en bas (fig. 37) :

Niveaux	Puissances	
7	0-15 m	Sable roux à rouge. Quaternaire.
6	1 m	Conglomérat ferrugineux induré à galets d'oolithe ferrugineuse (Quaternaire).
5	2 m	Grès grossier à stratification entrecroisée à ciment ferrugineux formant des blocs de plusieurs mètres cubes ayant glissé sur les pentes et provenant de niveaux érodés superposés au Turonien. Il s'agit, sans doute, de témoins de Crétacé supérieur (Sénonien ?) gréseux, induré par un ciment ferrugineux, et à rattacher à la formation de Dambanza.
4	0,10 m	Calcaire se décomposant en deux dalles superposées. En haut, un calcaire lumachellique jaune vif richement fossilifère à Gastropodes et à <i>Nigericeras</i> . Au-dessous, un calcaire blanc à jaune mat ne contenant que quelques huîtres.
3	7 m	Argile verte feuilletée. <i>Nigericeras</i> au sommet. Gypse en surface.
2	40 m env.	Caché. Correspond probablement au Cénomaniens et aux niveaux qui affleurent à Kartchaka (argiles vertes feuilletées, grès très fin, au-dessus de la formation de Farak).
1	54,20 m	Sommet de la formation de Farak dans le puits de N'Guini. Grès sableux blanc fin, argiles grises.
Total env.	120 m	

Les fossiles récoltés dans le niveau turonien inférieur ont permis la détermination des espèces suivantes :

Ammonites

- Nigericeras* cf. *lamerti* SCHNEEGANS
- Nigericeras* cf. *gadeni* CHUDEAU
- Nigericeras* sp. juv. [*gignouxi* ? SCHNEEGANS]
- Nigericeras* sp. (nov. sp. ?)

Oursins

- Tetragramma variolare* BRONGNIART
- Turritella* (*Haustalor*) *fittoni* MUNSTER
- Ampullina* (*Ampullospira*) *bulbiformis* SOWERBY
- Mesorhytis* (?) *gasparini* D'ORBIGNY
- Fasciolaria* (?) *saharia* SCHNEEGANS

Lamellibranches

- Liostrea ouremensis* CHOFFAT
- Paraesa faba* SOWERBY
- Granocardium* (*Granocardium*) *productum* SOWERBY

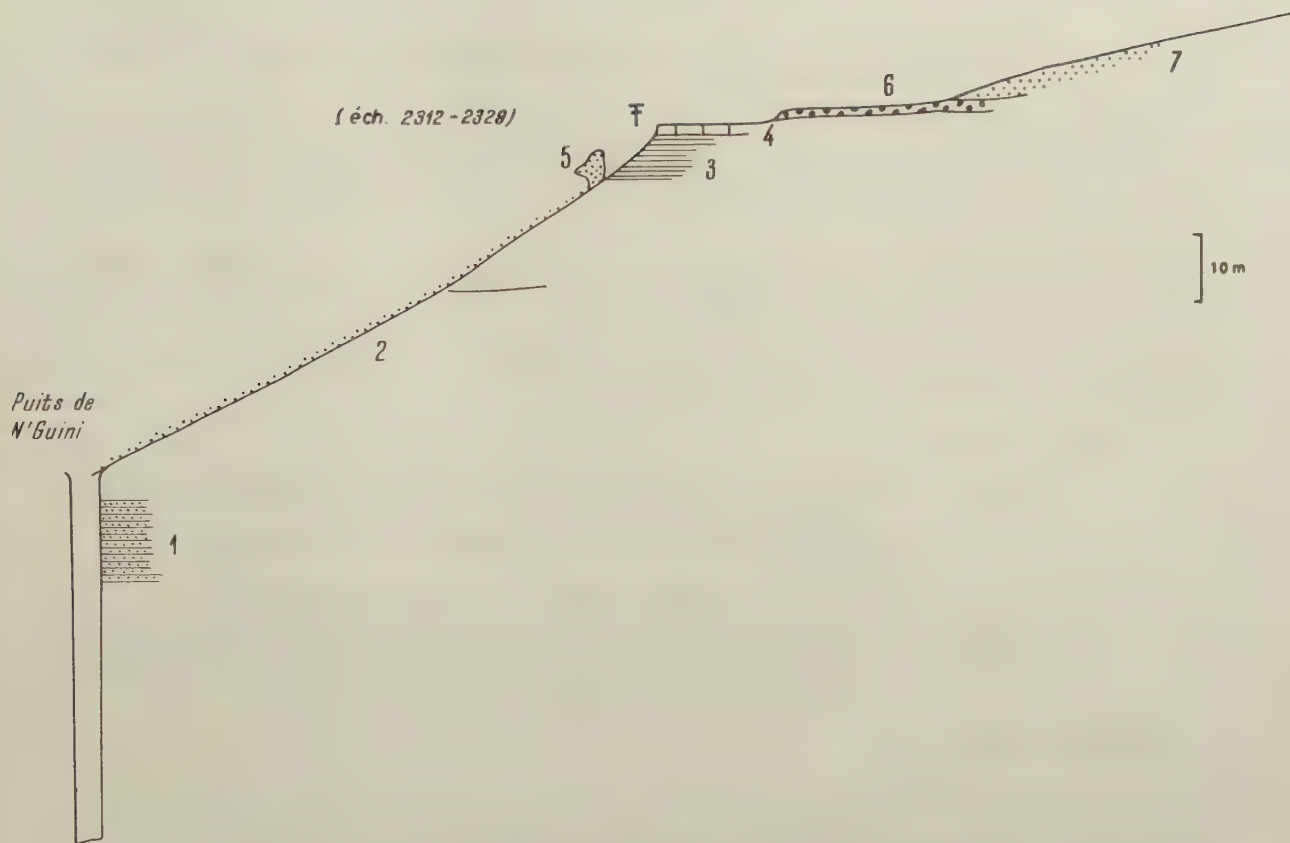


FIG. 37. — Nord de N'Guini. Formation de Farak et Turonien inférieur à *Nigericeras*.

On retrouve un autre gisement fossilifère, avec les mêmes Ammonites, à 2,2 km à l'Est-Nord-Est du puits de N'Guini, sur la piste de Tateï.

Plus au Sud, une petite colline, située entre Adali et Louletan, n'a permis d'observer que quelques affleurements d'argile vert pâle altérée. Ces argiles sont situées sous le conglomérat à galets d'oolithe ferrugineuse et ciment scoriacé ferrugineux représentant une ancienne terrasse quaternaire.

Dans la même région, vers le Sud et l'Est, les déblais des puits de Louletan et de Talbarakat indiquent que le soubassement du pays, fortement ensablé, est constitué de grès très fin, homogène, de teinte jaune. Souvent finement lités ou feuilletés, ces grès sont bien différents de ceux que l'on rencontre dans le Tégama ou la région de Farak. Ils présentent, en revanche, tous les caractères des grès fins et homogènes que l'on observe dans les grès intercalés entre les argiles feuilletées ou à leur base. Il est donc probable que l'ensemble de la région est occupé par les dépôts marins du Cénomanién ou du Turonien.

C. — REGION DE KARTCHAKA

Les grès fins, homogènes, de teinte jaune et finement lités, se suivent vers le Sud dans les déblais des puits et puisards de la région comprise entre Adrimella (Adermella), Kartchaka et

Yambaloua, et notamment dans les deux premiers groupes de puisards. A ces grès sont parfois associés des grès à ciment calcaire poecilitique.

Les puits plus profonds, comme ceux de Tchamata (82,5 m) et de Tambaloua (77,5 m), montrent des niveaux stratigraphiquement plus bas comportant des grès à grains moyens, parfois grossiers, et des argiles violettes massives et gréseuses, assimilables à la formation de Farak. Ceci nous indique que les formations à rattacher au Cénomanién supérieur ou au Turonien inférieur ne sont représentées que par leur base.

Cependant, un plateau de faible étendue et dominant les puisards de Kartchaka d'une vingtaine de mètres, montre que les grès fins et les argiles feuilletées sont représentés sous une épaisseur un peu plus grande dans ce secteur.

La coupe stratigraphique du mont Kartchaka, des puisards et du puits de Tchamata, peut se schématiser de la façon suivante, de haut en bas (fig. 38) :

Niveaux	Puissances	
6	2 m	Conglomérat ferruginisé quaternaire discordant, à galets d'oolithes ferrugineuses atteignant 15 cm (éch. 3322).
5	7 m	Argile franche, feuilletée, assez grasse, grise à vert pâle (éch. 3321).
4	2 m	Argile verte.
3	3 m	Grès très fin, homogène, sableux, à muscovite, blanc (éch. 3320).
2	15 env.	Grès fin homogène, micacé, jaune (dans les puisards de Kartchaka).
1	80 env.	Grès blanc micacé homogène, parfois à ciment calcaire poecilitique, localement bariolé de rouge violacé et argiles massives violacées. Quelques grès grossiers. (Dans le puits de Tchamata) (éch. 3323).
Total env. 109 m		

On observe donc, de bas en haut, la succession : grès moyen et argile massive, grès très fin, puis argile verte feuilletée. Ceci indique que l'on passe de la formation de Farak au Crétacé moyen à dépôts de même constitution lithologique que le Cénomano-Turonien marin. Malgré l'absence de fossiles à Kartchaka, on peut penser qu'à partir du niveau 2, on est en présence de formations d'âge cénomanién qui correspondent aux niveaux situés sous les gisements fossilifères de N'Guini, à 25 km à l'Ouest-Nord-Ouest.

Plus au Nord, les déblais des puits de Tateï et de Téram indiquent surtout un soubassement constitué par la formation de Farak, avec seulement la possibilité, à Tateï, de niveaux plus fins annonçant la proximité du Cénomano-Turonien.

Vers le Sud, au contraire, à partir de Natchira et de Tagalgal, les déblais des puits sont constitués de grès grossiers kaoliniques qui s'étendent jusqu'au Koutous et au socle de la région de Zinder. Cette formation assez bien différenciée par son faciès sera étudiée dans un prochain chapitre (p. 345).

D. — RÉGION DE TALPASS

A l'Est et au Nord-Est de la région précédente, quelques points fossilifères apportent de nouveaux jalons à l'extension vers l'Est du Cénomano-Turonien dont nous cherchons à définir les limites.

Les hautes collines ensablées qui dominent le puits de Talpass, au Nord, sont recouvertes de galets d'oolithes ferrugineuses parfois cimentés dans une cuirasse ferrugineuse quaternaire qui apparaît localement sous le sable roux. L'ensemble masque des argiles vertes feuilletées. Vers le

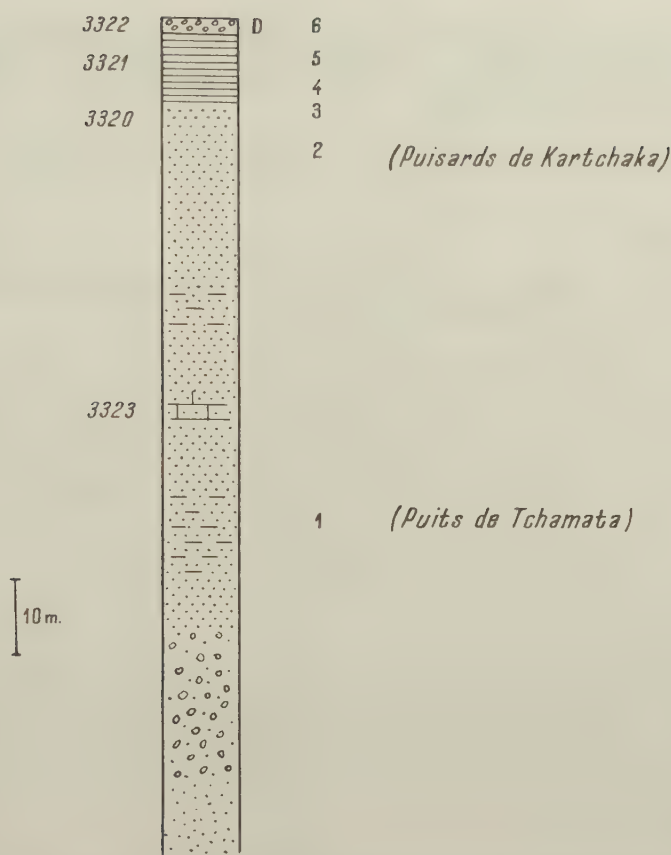


FIG. 38. — Stratigraphie du Mont Kartchaka des puisards et du puits de Tchamata.
Formation de Farak et Crétacé moyen.

sommet, à environ 35 m au-dessus du puits, une lumachelle calcaire fossilifère apparaît dans les argiles. Il s'agit d'un calcaire jaune à gris, souvent teinté de noir par des oxydes de manganèse et associé à de la calcite fibreuse à structure « beef » (1). La lumachelle est très semblable au premier niveau calcaire du Damergou. Elle ne semble pas renfermer d'Ammonites dans les quelques mètres carrés où elle affleure, mais elle a livré la faune de Lamellibranches suivante :

Acanthocardia tenerensis FRENEIX ms (2)

Calva (Chimela) bilmensis FRENEIX ms

Parmicorbula sp.

Ce sont les Lamellibranches que nous retrouverons associés aux *Neolobites* dans tous les autres affleurements, depuis le Damergou jusqu'au Nord de Bilma. Il est donc probable que le niveau calcaire de Talrass correspond au calcaire à *Neolobites*. Il serait par conséquent d'âge cénomanién supérieur.

La colline située à l'Est du puits permet une meilleure observation des niveaux situés plus bas que la lumachelle. Il s'agit d'une vingtaine de mètres d'argiles grises ou vertes légèrement feuilletées, avec bancs de grès fin homogène de teinte jaune. Vers la base, une couche à ossements

(1) « Beef » : structure fibreuse constituée de fibres de calcite groupées en faisceaux parallèles ou coniques. Dans le Cénomanién supérieur, les « beefs » sont souvent associés aux cone-in-cones.

(2) Les espèces nouvelles décrites par S. FRENEIX sont en cours de publication.

(« bone bed ») a livré des dents de *Ceratodus africanus*, d'*Enchodus* et de *Coelodus* probables, ainsi que des vertèbres appartenant peut-être à *Enchiosaurus* (3). Il s'agit de la faune de Poissons habituellement rencontrée dans le Cénomano-Turonien du Damergou et que R. FURON (1934) a également citée dans le Cénomanién inférieur.

L'environnement stratigraphique du gisement, qui semble situé sous les calcaires, est la suivante, de haut en bas (fig. 39) :

Niveaux	Puissances	
10	1 m	Conglomérat ferrugineux cuirassé à galets de grès ferrugineux et d'oolithes ferrugineuses (1 cm, 5 cm).
9	3 m	Masqué.
8	2 m	Argiles en partie masquées.
7	6 m	Argile gris foncé à vert, franche, grasse, feuilletée à conchoïdale (éch. 3006).
6	1 m	Grès fin homogène jaune beige.
5	4 m	Argile grasse, vert pâle, feuilletée. A la base argile blanche, jaune, feuilletée, finement gréseuse.
4	0,10 m	Conglomérat d'os (« bone bed ») phosphaté, comportant os, dents, coprolithes : <i>Ceratodus</i> (éch. 3005).
3	5 m	Argile vert pâle, grasse, feuilletée (éch. 3004).
2	0,80 m	Grès fin lité, jaune, à empreintes (éch. 3007).
1		Argiles claires (masquées).
Total		22,90 m

Les argiles ont livré une microfaune pauvre et constituée de spécimens nains ou de très faible dimension. Cette faune implique des conditions d'existence particulièrement défavorables dans un milieu de salinité faible. Il s'agit cependant, encore, de niveaux marins, au sens large du mot

Dans les argiles superposées au *Ceratodus* (niveau 5), la microfaune est la suivante :

Psammimopelta cf. *bowsheri* TAPPAN

Cornuspira sp.

et dans les argiles situées sous le « bone bed » :

Psammimopelta cf. *bowsheri* TAPPAN (rare)

Ps. cf. *subcircularis* TAPPAN (commune)

Bolivina (très rare)

Les niveaux sous-jacents à cet ensemble sont connus par les déblais du puits de Talrass : il s'agit d'argile feuilletée gris vert pâle, de grès vert glauconieux et de grès blanc très fin avec du gypse. Ces formations semblent se poursuivre jusqu'au fond du puits, profond de 63,50 m.

Dans ces conditions, et en l'absence de faille, on peut estimer à environ 93 m la puissance totale des niveaux représentés à Talrass. Dans l'ensemble, il s'agit de faciès voisins, sinon identiques à ceux du Cénomano-Turonien marin du Damergou. Cependant, la faune et la microfaune indiquent un milieu peu salé aisément en relation avec le continent.

Si l'on ne peut, d'après la faune de Lamellibranches, attribuer un âge cénomanién inférieur au calcaire supérieur, il est possible de conclure à la présence d'une centaine de mètres de Cénomano-Turonien dans la région de Talrass.

Mais si l'on admet l'hypothèse d'un âge cénomanién inférieur pour le niveau calcaire, on constate alors un épaississement des niveaux marins sous-jacents à ce calcaire, qui, dans le Damergou, ne dépassent pas 20 m. Ils ont ici une puissance proche de 100 m. Nous verrons dans le chapitre suivant que cet épaississement des faciès marins de la partie inférieure du Cénomanién se confirme en s'éloignant du Damergou vers le NNE.

(3) Déterminations provisoires.

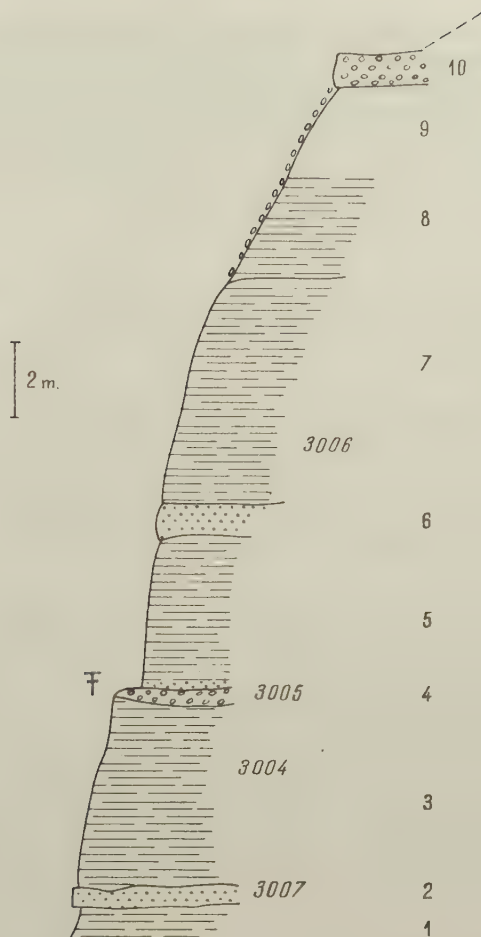


FIG. 39. — Succession stratigraphique à l'est de Talrass.
Gisement de *Ceratodus*.

Un autre témoin des formations marines est fourni par le puits de Kandel Fadeï (Kandil Faleil). Les déblais sont constitués de grès fins pyriteux, de grès glauconieux et d'argiles grises comparables aux niveaux de Talrass. Le puits a une profondeur de 57,50 m.

Un puits inachevé à Kao Kakil a révélé, sur une dizaine de mètres, un soubassement d'argiles violettes et grises, parfois gypsifères, et de grès sableux. Il s'agit, sans doute, de la partie supérieure de la formation de Farak.

En dehors de ces puits, les affleurements du Crétacé sont pratiquement inexistants.

Cependant, on remarque en plusieurs points des témoins de conglomérats ou des terrasses du Quaternaire ancien à nombreux galets d'oolithe ferrugineuse. Ces terrasses sont antérieures aux dunes mortes et elles reposent directement sur la roche en place. Actuellement, par inversion de relief, elles occupent les points hauts, car elles sont souvent très indurées par un ciment ferrugineux leur donnant les caractères d'une cuirasse. Cependant, au moment du dépôt des galets, elles devaient correspondre aux grandes vallées installées de préférence sur les zones tendres argileuses. En effet, en creusant sous ces étendues de galets souvent dispersés en reg, on rencontre presque toujours des argiles plus ou moins altérées.

Ces surfaces anciennes à galets sont donc l'indice d'une ancienne formation à oolithe ferrugineuse, sans doute très développée et en majeure partie démantelée, que nous retrouverons dans le Tertiaire de diverses régions. De plus, elles peuvent être une présomption en faveur de niveaux tendres sous-jacents qui se sont révélés plusieurs fois être du Cénomano-Turonien dans ce secteur.

Des témoins de ces surfaces ont déjà été signalés dans la région de Farak, Kanak, le Damergou, N'Guini, Kartchaka, Adrimella, Talrass. D'autres ont été observés près de Kandel Fadeï, Kao Kakil et au Nord d'Irawaten.

E. — LE Puits DE KANDEL BOUZOU

A l'Est du 10° méridien et au delà de Kao Kakil, un seul puits existe en direction de Termit-ouest : celui de Kandel Bouzou. Il nous donne une idée du soubassement de la région.

Ce puits est creusé entièrement dans des argiles jaune beige pâle, feuilletées à niveaux de calcaire gris beige et de grès très fin lité à ciment calcaire. Les bancs ou miches calcaires sont généralement entourés de calcite fibreuse. L'épaisseur reconnue, donnée par la profondeur du puits est d'environ 35 m.

Les argiles ont livré une microfaune naine très pauvre comprenant :

Psammínopelta cf. *subcircularia* TAPPAN (assez commune) et des *Bolivina* très rares, ainsi que de très petits Gastéropodes.

De leur côté, les calcaires montrent de nombreuses sections de micro-organismes.

Ces formations appartiennent au Crétacé supérieur marin sans qu'il soit possible de préciser plus.

Vers le Nord, l'affleurement le plus proche signalé précédemment (p. 130) est situé dans la région d'Akarazeras et a été rattaché à la formation de Farak. D'autres affleurements argileux au Nord d'Egaro appartiennent peut-être au Cénomano-Turonien et permettent le raccord avec les gisements d'Alanlara examinés plus loin. Vers le Sud-Est, l'indication la plus voisine est donnée par le puits suivant.

F. — Puits DE L'ASCHIA TINAMOU

Le puits de l'Aschia Tinamou a été creusé entre 1954 et 1955 à 45 km à l'Ouest-Sud-Ouest du massif de Termit-sud. Il a atteint 70 m de profondeur et a permis de mettre en évidence le soubassement argileux de la région. Les vingt premiers mètres traversés sont constitués de sable jaune à orangé à litage visible. En dessous, un niveau à nodules ferrugineux latéritique, peu consolidé, à aspect de conglomérat, marque la base du Quaternaire au-dessus d'une cinquantaine de mètres d'argile feuilletée fossilifère.

D'après les renseignements donnés par le Service de l'Hydraulique, la coupe du puits s'établirait comme suit, de haut en bas :

- 0 à 20 m Sable boulant
- 20 à 21 m Conglomérat latéritique tendre à nodule ferrugineux (Quaternaire)
- 21 à 25 m Argile verte papyracée
- 25 à 31 m Argile papyracée avec gypse
- 31 à 40 m Argile verte et noire schisteuse
- 40 à 60 m Schiste tendre de plus en plus sombre, fossilifère
- 60 à 65 m Schiste tendre à nodules de pyrite.

En outre les déblais montrent la présence de quelques bancs ou lentilles de calcaire argileux gris ou jaune clair, associé à de la calcite fibreuse, ainsi que des petits niveaux phosphatés noirs à débris de Poissons et ciment pyriteux. Les fossiles sont extrêmement abondants, soit en empreintes aplaties sur les feuillets des argiles, soit dans les niveaux calcaires.

1. Faune de l'Aschia Tinamou

Les espèces suivantes ont été déterminées :

AMMONITES

Tissotia cf. *latelobata* SOLGER
Tissotia sp. (chambres d'habitation)

POISSONS

Enchodus aff. *libycus* (dents)
Vertèbre de Sélacien (Pristidé ?)

LAMELLIBRANCHES

a) Calcaires jaunes clairs

Liostrea rouvillei COQUAND
Plicatula hirsuta COQUAND
Anisocardia orientalis CONRAD var. *tanoutensis* SCHNEEGANS
Acanthocardia otto GEINITZ var. *africana* SCHNEEGANS
Lopha sp.
Anomia sp.

b) Schistes sombres

Lopha morgani DOUVILLÉ
Liostrea sp.
Phelopteria cf. *caudigera* ZITTEL
Astarte similis MUNSTER
Lucina dachelensis WANNER
Acanthocardia tinamouensis FRENEIX mss
Palaeomoera andreeffi DARTEVELLE et FRENEIX
Parmicorbula cf. *kimesuensis* FRENEIX

MICROFAUNE

Enfin, en lavant soigneusement les argiles, quelques exemplaires des espèces suivantes ont été mis en évidence :

Rotaliidae
Haplophragmoïdes sp.
Bullopora ?

associés à des dents de Poissons et des débris d'articles de Crustacés.

2. Age de la formation de l'Aschia Tinamou

Les Ammonites indiquent un âge coniacien très probable. Les Lamellibranches des niveaux calcaires caractérisent surtout le Turonien, mais certains se rencontrent déjà dans le Cénomaniens et d'autres dans le Sénonien. Les Lamellibranches des niveaux schisteux noirs et verts sont principa-

lement d'âge santonien et campanien. Certaines espèces sont connues jusqu'au Maestrichtien. Enfin, les Poissons sont d'affinité maestrichtienne.

On ignore la position et la répartition des fossiles dans les 50 m de terrain antéquatenaire traversés par le puits. Il est cependant probable, si la nature de la faune n'est pas influencée par le milieu calcaire ou argileux du fond, que l'on ait la succession suivante :

Formation de l'Aschia Tinamou supérieure = Sénonien inférieur et moyen (partie supérieure des argiles d'où proviendrait Tissotia)

Formation de l'Aschia Tinamou inférieure = Turonien supérieur en majeure partie (les niveaux calcaires seraient situés vers la base du puits).

On remarque une analogie entre certains éléments de la faune de l'Aschia Tinamou et des calcaires blancs de la série de Dambanza du Damerrou (Joullia, 1951). En effet, ces derniers comprennent notamment : *Ostrea rouvillei*, *Plicatula*, *Anisocardia*, *Enchodus*, etc..., qui se situent, au Damerrou, à 90 m au-dessus des niveaux à *Nigericeras*.

En conclusion, on doit souligner que le puits de l'Aschia Tinamou révèle, en ce point, la présence du Sénonien inférieur ou moyen sous un faciès schisteux, avec sans doute du Turonien supérieur à la base.

3. Extension de la formation de l'Aschia Tinamou

Il n'existe pas d'affleurement des niveaux de l'Aschia Tinamou et aucun autre puits n'a pu les atteindre sous le Quaternaire. Cependant, la série forme un ensemble conducteur qui se marque assez bien dans les profils électriques de la géophysique, et cette dernière a pu fournir des indications sur la disposition et l'extension de la formation.

Le premier profil exécuté par la C. G. G. (1958), entre Gouré et l'Aschia Tinamou, indique que la formation argileuse débute vers Tasker, une cinquantaine de kilomètres au Sud-Ouest du puits de l'Aschia Tinamou et s'enfonce progressivement vers le Nord-Est (fig. 40).

A l'Aschia Tinamou, le mur des argiles, constitué par une formation résistante correspondant sans doute aux grès du Crétacé inférieur, se situerait vers 250 m de profondeur environ. On aurait donc encore sous les 70 m du puits environ 180 m de niveaux argileux qui pourraient représenter le Céno-mano-Turonien et le sommet conducteur de la formation de Farak. Dans ces 180 m seraient compris notamment les niveaux de Talrass, dont nous avons décrit une épaisseur de 90 m, et qui sont surtout constitués d'argiles.

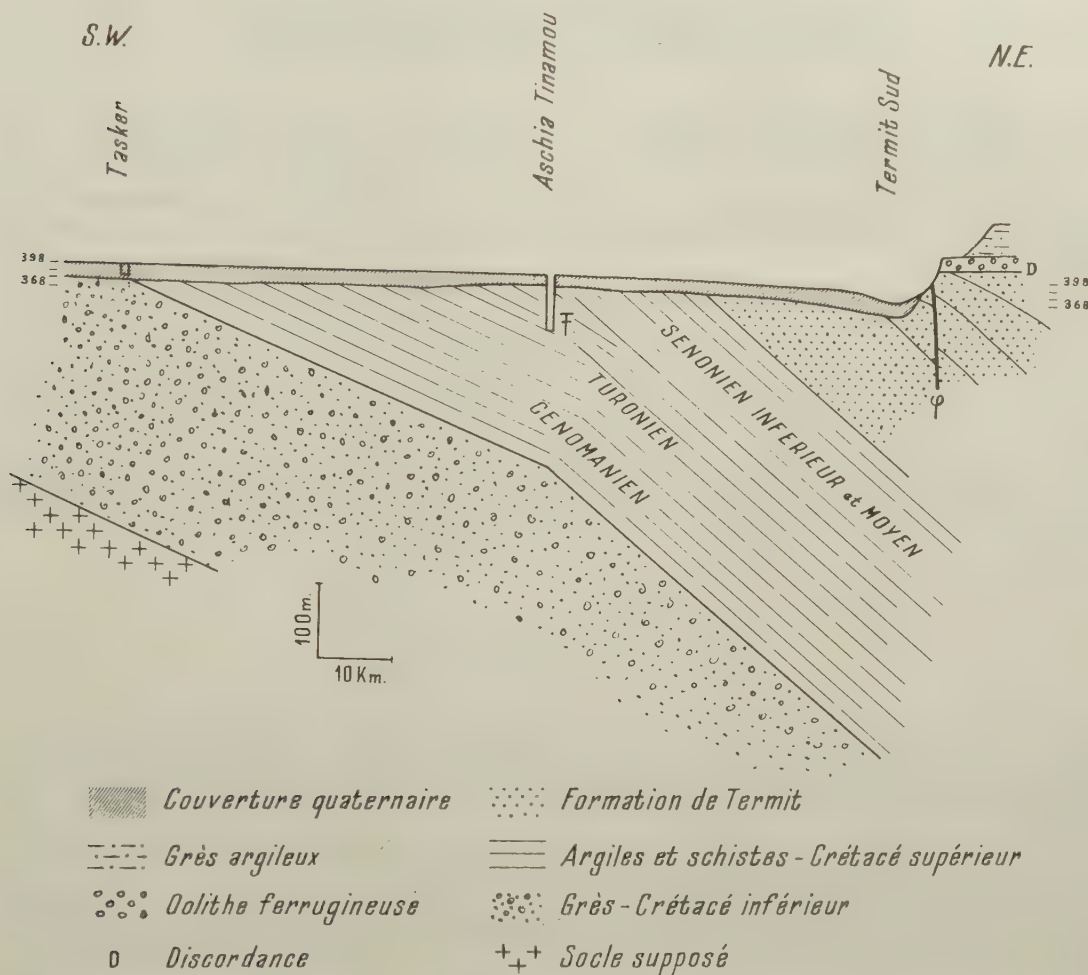
Le second profil de sondages électriques exécutés entre Termit-sud et le Lac Tchad par la Dillia (C. G. G., 1960) a retrouvé une série argileuse qui correspond certainement aux schistes de l'Aschia Tinamou. Au pied du massif de Termit-sud, l'épaisseur de ces argiles serait de l'ordre de 350 à 400 m. Vers le Sud-Est, les sondages donnent une épaisseur encore plus considérable en direction d'une fosse qui atteindrait son maximum de profondeur (peut-être beaucoup plus de 2 000 m) à mi-chemin de N'Guigmi, sur le Tchad. Une faille ou une flexure importante séparerait les deux domaines.

La présence de 350 m d'argiles à Termit indiquerait l'existence de niveaux plus élevés qu'à l'Aschia Tinamou. Ces niveaux auraient une épaisseur d'environ 120 m. Ils constitueraient le soubassement de la première moitié des zones ensablées entre l'Aschia Tinamou et le massif. La deuxième partie de cette région aurait pour sous-sol les grès et argiles du massif de Termit.

Compte tenu de ces données, la stratigraphie que l'on peut proposer pour les régions à l'Ouest de Termit s'établirait comme suit :

Formation de Termit (voir p. 322)	(300 m)	Sénonien supérieur, Paléocène (?)
Formation de l'Aschia Tinamou supérieur	(170 m)	Sénonien inférieur et moyen

Formation de l'Aschia Tinamou inférieur	(180 m)	Turonien et Cénomanién
Formation de Talrass et de Kandel Bouzou		
(Grès résistants cachés)	(350 m)	Crétacé inférieur



(Pentes exagérées par suite de la différence des échelles verticale et horizontale)

FIG. 40. — Coupe hypothétique par l'Aschia Tinamou.

Vers le Sud-Est, les puissances augmentent considérablement dans la fosse profonde cachée sous les formations récentes au Nord-Ouest du Lac Tchad.

En dehors de la fosse, sur laquelle on n'a aucun renseignement direct, on remarque que l'épaisseur totale du Crétacé supérieur jusqu'aux niveaux gréseux est à peine plus grande dans cette région que ce qu'elle est au Damergou (350 m en y englobant la formation de Farak).

Mais la comparaison des épaisseurs entre les différents niveaux de cet ensemble fait ressortir des variations plus remarquables. Le Turonien supérieur et le Sénomien argileux s'épaississent notablement ici (plus de 170 m contre 85 m au Damergou). Enfin, la région de Talrass suggère la possibilité d'un Cénomanién inférieur plus argileux que dans les niveaux homologues de l'Ouest.

G. — CONCLUSION

STRUCTURE D'ENSEMBLE DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR ENTRE LE DAMERGOU ET LE MASSIF DE TERMIT

Les affleurements de Crétacé supérieur qui constituent le Damergou semblent séparés vers l'Est des témoins de N'Guini par des niveaux plus anciens mis à jour par le jeu de l'érosion.

Vers l'Est, les niveaux successifs du Crétacé supérieur mis en évidence par les quelques affleurements et les puits, indiquent un enfoncement progressif du Crétacé supérieur, que confirme la géophysique.

Vers le Nord, il est probable que ces niveaux se continuent sous l'erg jusqu'à la région d'Alanlara, où nous les retrouverons plus loin. Ils reposent vers le Nord et le Nord-Ouest, sur la formation de Farak ou sur des niveaux équivalents situés eux-mêmes sur le groupe du Tégama.

Vers le Sud, le Crétacé marin ne se retrouve plus jusqu'au socle du Damagaram et du Mounio. On est en présence d'une formation détritique (Koutous) dont nous chercherons plus loin la signification.

Ainsi, malgré l'importante couverture récente de cette région, on peut estimer que son soubassement est très largement occupé par un puissant groupe argileux incliné en moyenne vers l'Est-Nord-Est.

H. — PÉTROGRAPHIE

D'une façon générale, les formations lithologiques qui occupent la région comprise entre le Damergou et le massif de Termit sont constituées de roches à grain beaucoup plus fin que celles que nous avons décrites dans le Tégama.

Les grès sont homogènes et à grain fin ou moyen, tendant parfois vers des silts. Ils ne constituent qu'une partie peu importante de la série lithologique.

Les argiles, au contraire, constituent la majorité des séries. Elles sont souvent franches, à tendance feuilletée. Nous verrons plus loin qu'à l'Aschia Tinamou elles comportent 40 % d'attapulgate.

Les calcaires apparaissent en bancs dans les argiles et sont totalement dépourvus d'éléments détritiques d'origine terrigène. Ils constituent localement de véritables lumachelles de coquilles ou des « bone beds ».

A Talrass, les niveaux gréseux du puits sont à grain très fin (100 μ) anguleux; les feldspaths détritiques sont abondants. Un échantillon est constitué de gros quartz pris dans un ciment argileux et silteux. Nous avons vu qu'il s'agit là de la base des formations étudiées, et ces échantillons se rapportent peut-être encore au sommet de la formation de Farak. Les grès fins à débris d'os de Poissons situés à un niveau stratigraphique plus élevé ont des grains de quartz de taille très fine, à la limite du silt. Les quartz sont toujours anguleux, associés à un peu de feldspath et de mica. Quelques grains de glauconie apparaissent.

Les bancs calcaires de la lumachelle de Talrass (Cénomanien supérieur probable) sont constitués de calcite recristallisée avec un peu d'oxyde de fer en pigments très fins, responsables de la teinte jaune à zones noires de la roche. L'absence de tout quartz détritique est remarquable.

Des nodules phosphatés, sans structure organique, se rencontrent au voisinage des bancs calcaires. Le « bone bed » à *Ceratodus* est constitué, au contraire, presque exclusivement de fragments d'origine animale : dents, os, coprolithes, etc...

A Kandel Fadeil, où l'on est encore sans doute vers la base des formations marines, les quartz des grès sont de taille très fine ou fine (80 μ , 180 μ) passant parfois à des silts. Le ciment est localement constitué de marcassite. Les grès glauconieux ont des quartz de taille semblable avec de la glauconie en grains plus gros et en ciment. Des fragments phosphatés sont dispersés dans la roche.

Le banc calcaire à *Nigericeras* de N'Guini est totalement dépourvu de quartz détritique. A côté de la calcite recristallisée, on note des fragments de coquilles, quelques grains phosphatés et des traînées d'oxyde de fer.

A Kandel Bouzou, le banc calcaire intercalé dans les argiles vertes feuilletées (Turonien ou Sénonien) montre de nombreuses sections de très petits bivalves rappelant des Ostracodes. L'absence d'éléments détritiques est là encore à noter.

Enfin, les bancs calcaires associés aux argiles feuilletées à attapulгите de l'Aschia Tinamou comprennent un peu de matière argileuse en filets étirés entre les lits de calcite recristallisée. A côté de débris d'os, quelques rares quartz de très petite taille (40 μ) ont été observés. Ils sont corrodés par la calcite.

Plusieurs niveaux phosphatés de teinte noire ont été traversés par le même puits. Il s'agit toujours de conglomérats de fragments d'os de Poissons (70 % environ) cimentés par de la calcite ou de la pyrite. L'analyse d'un échantillon pyriteux (p. 531) a permis de reconstituer la composition approchée de la roche :

Phosphate de chaux	45 %
Calcite	28 %
Pyrite	14 %
Silice	3 %
Gypse	3 %
Divers	7 %

Les fragments pyriteux sont assez fréquents. Les grandes lames de gypse que l'on trouve dans les déblais du puits de l'Aschia Tinamou semblent provenir de l'oxydation des pyrites à la partie supérieure de leur gisement. L'eau du puits est fortement séléniteuse. Il est probable que l'oxydation se poursuit actuellement au sein des déblais abandonnés à l'air et dont la teinte sombre s'éclaircit d'année en année.

Les argiles, dont quelques analyses chimiques et aux rayons X sont données plus loin, ont un faible résidu de quartz très fin anguleux à Talrass et Kandel Bouzou; à l'Aschia Tinamou, elles sont totalement dépourvues d'éléments détritiques, exception faite de débris de dents de Poissons et de petits fragments phosphatés.

L'absence de détritiques d'origine terrigène de taille discernable est particulièrement frappante dans l'épaisse série d'attapulгите et dans les bancs calcaires intercalés dans les argiles de tous les niveaux du Crétacé supérieur.

Dans le Crétacé inférieur du Tégama, au contraire, nous avons vu que les argiles sont constamment mêlées de quartz détritique et que les niveaux calcaires eux-mêmes ne sont en général que des grès à ciment de calcite dans lesquels des galets de quartz de plusieurs centimètres sont fréquents.

Ainsi, par sa faune comme par sa lithologie, le Crétacé supérieur de la région comprise entre le Damergou et le massif de Termit témoigne de conditions de dépôts très différentes de celles du Crétacé inférieur. Ces deux grands ensembles lithologiques et stratigraphiques s'opposent fortement. Le plus ancien a tous les caractères d'un dépôt continental. Le second est typiquement marin par sa faune. Ils n'ont en commun que la très grande surface de leur extension au Niger.

Telia - NE-32-XVI



FIG. 41. —Esquisse topographique de l'Est de l'Air (Région du Téfidet).

CHAPITRE III

LA RÉGION SITUÉE A L'EST DE L'AÏR

A partir des derniers reliefs de l'Aïr, au sens géographique du mot, situés à l'Est de l'Azaouageur, le massif montagneux se prolonge vers le Nord, son contact avec la vaste plaine du Ténéré passant d'E-W à N-S. Dans cette nouvelle région, les formations sédimentaires se présentent d'une façon toute différente de ce qu'elles sont au Sud du massif. Ici, les sédiments n'entourent plus le massif, mais y pénètrent profondément suivant une bande large d'une quarantaine de kilomètres, longue de plus de 120 km dans le sens NW-SE.

Plus au Nord, le socle se prolonge loin vers l'Est, puis disparaît sous le Ténéré sableux, dont il semble faire le soubassement jusqu'aux falaises gréseuses d'Achegour et Fachi, qui représentent la véritable bordure sédimentaire du cristallin.

Les formations qui apparaissent dans la bande sédimentaire depuis le Téfidet jusqu'à l'Arbre du Ténéré, comprennent des assises gréseuses à bois silicifiés et des niveaux argileux à Vertébrés, affleurant largement dans la partie nord montagneuse, et des sédiments marins fossilifères n'affleurant que dans la partie sud, à la lisière du Ténéré, région extrêmement plate et très ensablée.

La région montagneuse du Téfidet montre donc des sédiments lithologiquement très proches de ceux décrits au Sud de l'Aïr, mais qui se présentent sous une allure très différente morphologiquement et tectoniquement : on a de hautes falaises encaissant les oueds, bordant des plateaux très découpés dont les sommets dépassent 1200 m d'altitude. Les pendages de plusieurs degrés sont fréquents, avec le long des failles bordières des grès relevés à la verticale. Enfin, des manifestations volcaniques qui n'existent pas au Sud de l'Aïr donnent lieu ici à de nombreux pitons de basalte qui traversent les grès.

Dans ces conditions, à l'inverse de ce qui se passe au Sud de l'Aïr, les différentes formations n'apparaissent pas en bandes régulières limitées par des cuesta gréseuses, mais dessinent des contours complexes influencés par une topographie accidentée.

Dans la région située à l'Ouest de l'Arbre du Ténéré, les affleurements deviennent rarissimes; on retrouve les séries détritiques grossières faillées. Elles forment une bande étroite le long du socle qu'elles séparent des formations marines fossilifères. Plus au Sud-Est, tout est recouvert par l'erg du Ténéré.

Nous étudierons successivement la région du Téfidet, puis celle d'Alanlara.

1°) - RÉGION DU TÉFIDET

On appellera région du Téfidet la partie du bassin de l'oued Téfidet située dans les formations sédimentaires.

L'oued Téfidet draine une grande partie de l'Aïr oriental, à l'Est du 9° méridien (fig. 41); sa vallée s'encaisse entre les falaises gréseuses de la partie montagneuse, où il coule vers le Sud-Est sur plus de 70 km; il conserve cette direction sur une vingtaine de kilomètres après son entrée dans le pré-Ténéré, puis dessine un coude assez brusque vers le 18° parallèle pour se diriger vers le Nord-Est; là son parcours est très difficile à suivre sous les dunes vives récentes qui le cachent; les derniers arbres qui marquaient son cours disparaissent, mais les alluvions grises anciennes permettent de le suivre encore une quarantaine de kilomètres vers le rocher de l'Aréschima.

La limite sud-ouest de la bande sédimentaire du Téfidet est marquée dans sa partie septentrionale par le grand oued Egirigoudou et par son affluent de rive gauche Araguelal. A son confluent avec le Baouet, l'oued Egirigoudou pénètre dans la région sédimentaire, jusque-là limitée vers l'Ouest par une falaise de grès redressés.

L'Egirigoudou peut être suivi dans le Ténéré vers l'Est-Sud-Est jusqu'à l'Arbre du Ténéré, grâce à ses alluvions grises anciennes et aux basaltes vacuolaires flottés qui se retrouvent par place entre les dunes vives. L'Arbre du Ténéré est le dernier arbre survivant encore actuellement aussi à l'Est dans le prolongement peu marqué de cet oued.

La limite nord-est du Sédimentaire du Téfidet est marquée dans le pré-Ténéré par un des koris de Tébosey.

A. — LE GROUPE DU TÉFIDET

Les formations sédimentaires qui apparaissent dans la partie montagneuse du Téfidet présentent des faciès très proches de ceux des séries continentales du Sud de l'Aïr : grès variés à bois silicifiés, et niveaux argileux à nodules ou minces lentilles calcaires et ossements de Vertébrés. On observe cependant des terrains exposés sur une grande puissance, les falaises pouvant donner des coupes de 300 m. Une tectonique d'effondrement remarquable, accompagnée d'activités volcaniques, modifie également la morphologie.

L'ensemble des formations où les termes détritiques plus ou moins grossiers dominent largement a été dénommé *groupe du Téfidet*. Sa puissance totale dépasse 600 m. Des niveaux argileux à Vertébrés existent dans la partie moyenne du groupe. C'est pourquoi on a tenté de le subdiviser en trois formations lithologiques superposées, bien que les limites soient difficiles à préciser dans cette série où les bancs repères sont peu caractéristiques et n'ont qu'une valeur locale.

Malgré leur caractère assez imprécis, les trois formations distinguées ont permis d'esquisser une carte qui fait ressortir la structure d'ensemble relativement complexe de la région. Après l'établissement des photographies aériennes, il a été possible de tenter un raccord des formations définies sur le terrain en s'aidant de niveaux distinguables sur les clichés.

D'un autre côté, les subdivisions adoptées permettent entre le groupe du Téfidet et celui du Tégama un parallélisme lithologique sur lequel nous reviendrons et qui est en accord avec la flore et la faune de Vertébrés.

Les formations suivantes ont été définies de haut en bas :

		Caractère lithologique dominant
Cénomanién supérieur		Argile feuilletée, calcaire à fossiles marins
	Formation d'Alanlara	Argiles, grès fin, calcaire
Groupe du Téfidet	Formation de Tanguérat	Grès grossier et fin à bois silicifiés
	Formation de Tagrézou	Argiles et grès fin (Vertébrés)
	Formation d'Angornakouer	Grès grossiers à bois silicifiés
Socle cristallin de l'Aïr oriental et du Ténéré.		

1. La formation d'Angornakouer

On a groupé sous ce terme les grès grossiers, tendres, beiges ou roses, qui constituent la base de la série sédimentaire entre le socle cristallin et les niveaux plus fins et argileux à Vertébrés.

Les niveaux de grès conglomératiques ne sont pas rares dans cette formation, de même que les grès feldspathiques. Les stratifications sont généralement obliques dans les bancs de quelques décimètres à un mètre d'épaisseur qui se succèdent sur de fortes épaisseurs.

Les bois silicifiés sont très abondants, notamment vers la base de la série, dans les niveaux détritiques très grossiers. Il s'agit toujours de bois homoxylés du type *Dadoxylon*.

Les coupes schématiques suivantes donnent une idée de la lithologie caractérisant la formation d'Angornakouer :

a) COUPE DANS LA RÉGION DE ZAGADO (Nord Téfidet)

La falaise de Zagado se situe au Sud d'une faille importante qui sépare le socle cristallin et les grès. Au voisinage de la faille, ceux-ci sont lardés en tous sens de petits filonets clastiques. La série sédimentaire dessine des synclinaux et des anticlinaux le long de la fracture.

Outre les troncs silicifiés abondants dans la région, on rencontre des empreintes cannelées sur la surface des plaques de grès.

Au point où la coupe a été relevée, la falaise est dominée par un piton basaltique. Une quinzaine de pitons semblables traversent les grès du groupe du Téfidet. La succession est la suivante, de haut en bas :

30 m	Piton basaltique dominant la falaise de grès qu'il traverse.
80 m	Grès tendre blanc rosâtre.
	Grès grossier rouge orangé, à stratification entrecroisée, en bancs de 0,20 à 1 m, à quartz détritique de 2 mm, à patine noire à l'affleurement. Bois silicifiés et troncs abondants.

La base des grès n'a pas été observée, car le contact avec le socle se fait par faille.

Vers l'Est, les formations gréseuses se poursuivent et se retrouvent dans une apophyse dirigée vers le Nord-Ouest de la bande sédimentaire. Le contact avec le socle est presque toujours faillé et on observe vers la limite nord du sédimentaire un petit synclinal perché remarquable.

Vers l'Ouest, une haute falaise domine les niveaux que nous venons de citer; vers sa base, des niveaux plus argileux doivent correspondre à la formation de Tagrézou, qui a livré des Vertébrés dans la région de Kabkabou.

b) RÉGION D'ANGORNAKOUER ET NORD-OUEST DU TÉFIDET

A l'Ouest de Baouet, des grès tendres, feldspathiques, grossiers à conglomératiques, reposent sur un socle métamorphique feuilleté. Les grès sont en grandes dalles à stratification oblique. Vers la base, des lits de galets atteignant 5 cm sont assez fréquents. On y trouve de nombreux bois silicifiés.

Les grès en dalles et en bancs présentent un fort pendage de 5° à 15° vers le Nord-Est et leur sommet s'enfonce sous les argiles à Dinosauriens de l'oued Baouet. La puissance des grès entre le socle et les argiles est de l'ordre de 200 m ou plus.

Vers le Nord, à une quinzaine de kilomètres du point précédent, les grès grossiers tendres, feldspathiques, à zones conglomératiques, se suivent le long de la falaise et en lambeaux faillés entre des paquets de socle limités par des failles. Ils sont surmontés par les grès en dalles de la falaise, haute d'une centaine de mètres.

Plus au Nord, sur les rives de l'oued Araguelal, les grès reposent sur le granite et sont recouverts en discordance par des coulées de roches basaltiques très fraîches. Par endroits, les grès ont été presque totalement érodés avant l'épanchement basaltique récent (fig. 42).

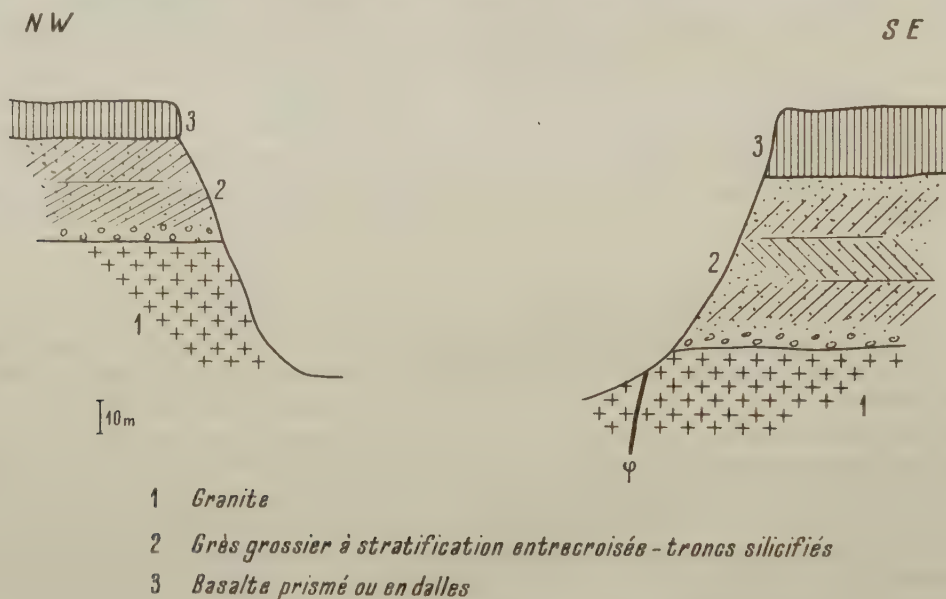


FIG. 42. — Coupes de l'oued Araguelal.

A l'Ouest, plusieurs témoins de grès grossiers de faible étendue, isolés et protégés par des pitons volcaniques, dominent l'oued de 200 à 300 m. Ces lambeaux appartiennent à une région très tectonisée, par rapport à laquelle l'ensemble du Téfidet voisin est enfoncé de plusieurs centaines de mètres. La fréquence des témoins perchés permet de conclure à la continuité des grès d'Angornakouer dans cette partie orientale de l'Air avant les mouvements tectoniques, le volcanisme et l'érosion, qui les a disloqués et démantelés.

Entre Araguelal et Zagado, les grès grossiers de la formation d'Angornakouer affleurent largement. Ils sont, là encore, séparés du socle par des failles et traversés de nombreux pitons de roches basaltiques, trachytiques ou phonolitiques.

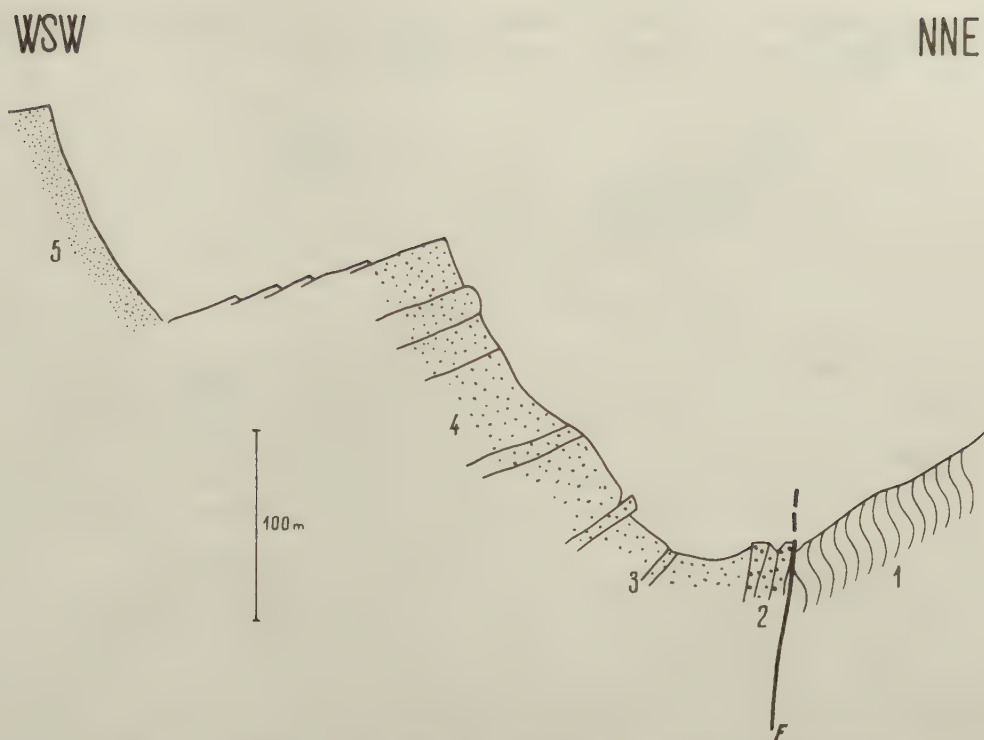


FIG. 43. — Schéma de la falaise de Tchindaoki à l'Ouest de Takolokouzet.
(Légende dans le texte).

c) RÉGION ORIENTALE DU TÉFIDET

Dans la partie orientale du Téfidet, les grès de base constituant la formation d'Angornakouer s'étendent largement. Dans l'oued Agallela, on note, sous la patine noire, des grès hétérogènes beiges, roux ou rosés, à zones très grossières, à quartz de 3 à 4 mm dispersés, et à stratification entrecroisée ou oblique très nette. Les bois silicifiés homoxylés sont abondants.

La fig. 43 représente une coupe schématique de la falaise de Tchindaoki à l'Ouest des aguelmans de Takolokouzet. La succession lithologique est la suivante, de haut en bas :

- 5 Falaise d'environ 100 m de grès fins.
- 4 Falaise d'environ 150 m de grès moyens à zones grossières en gros bancs à stratification entrecroisée. Teinte rose orangé. Un banc de grès jaune vers le milieu. Terminée par des grès en plaquettes formant un replat. *Bois silicifiés*.
- 3 Grès tendre feldspathique violet.
- 2 Grès grossier, tendre, feldspathique, violet, blanc, bariolé. Débris de *bois silicifiés*. Redressé à la verticale le long de la faille sur une dizaine de mètres.
- 1 Socle schisteux et conglomératique.

Le long du contact avec le socle, dans l'Est et le Nord-Est du Téfidet, les grès de la formation d'Angornakouer constituent la majorité des hautes falaises faisant face aux reliefs plus accidentés du socle. Les deux principaux faciès déjà observés dans les coupes précédentes se retrouvent : à la base des grès feldspathiques très grossiers et au-dessus des grès à grain moyen, beiges à roux.

Trois figures montrent la disposition habituelle de ces formations gréseuses sur la bordure nord-

est de la région sédimentaire du Téfidet : à Agallela, dans la falaise à l'Ouest et au Sud des aguelmans de Takolokouzet et, enfin, au Nord de l'oued Enerzou (fig. 44, 45, 46).

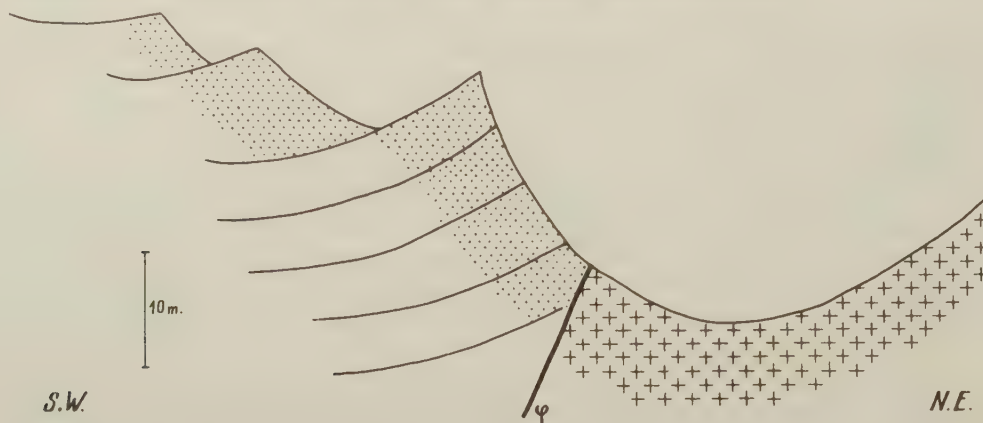


FIG. 44. — Coupe à Agallela au sud-ouest de Takolokouzet.



FIG. 45. — Coupe au sud de Takolokouzet.

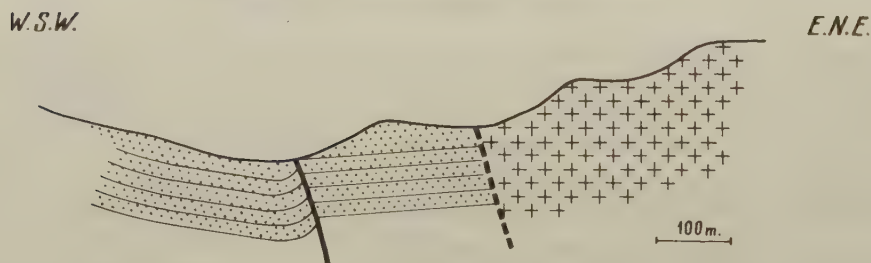


FIG. 46. — Croquis de la falaise au Nord de l'oued Enerzou (Est du Téfidet).

La limite avec le cristallin est toujours marquée par une faille ou une flexure brutale, le long de laquelle les grès se redressent et présentent des pendages accentués indiquant qu'avant leur fracturation et leur érosion, ils constituaient une couverture étendue sur le socle. Ceci est confirmé par la présence de quelques témoins conservés perchés sur le socle à haute altitude.

d) RÉGION CENTRALE DU TÉFIDET

Au cœur du Sédimentaire du Téfidet, une zone anticlinale faillée fait apparaître le socle, relevé en horst ou en bombement, dans la région de Tchén Essam et d'In-Tamascara.

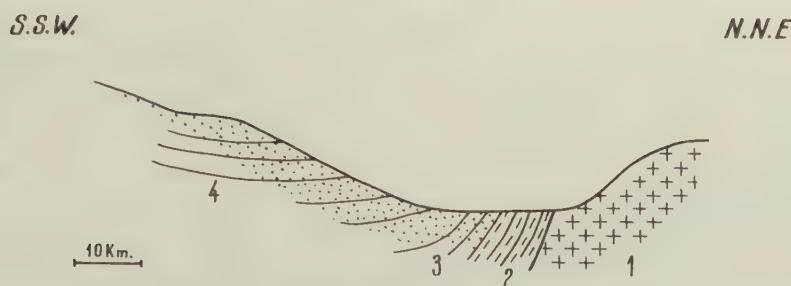


FIG. 47. — Coupe au Sud-Ouest d'In-Tamascara.

En direction d'In-Tamascara, la formation d'Angornakouer de la partie orientale du Téfidet se relève et vient entourer la boutonnière cristalline. En ce point, la barytine est abondante dans les grès et au contact du granite.

La figure 47 montre la disposition du flanc sud-ouest de la boutonnière. Les grès, plissés d'une façon assez souple, reposent normalement sur le socle avec des pendages assez forts. On note la succession suivante, de haut en bas :

- 4 Grès en gros bancs de la falaise.
- 3 Bancs de grès, avec minces niveaux d'argile grise formant joints.
- 2 Grès conglomératique violet.
- 1 Socle cristallin.

Sur le flanc est de l'anticlinal faillé en horst de Tchén Essam, on remarque, comme à In-Tamascara, l'apparition de niveaux plus argileux à 30 ou 40 m au-dessus de la base. La succession, dont les premiers termes apparaissent sur la fig. 49, est la suivante, de haut en bas :

Niveaux	Puissances	
12	100 m	Grès et argile de la falaise située au Nord d'Assamoul (formation de Tagrézou en partie).
11	0,50 m	Argile gréseuse gris violet.
10	1 m	Grès violet pâle, grossier, tendre.
9	15 m	Alternance de bancs de 0,50 à 1 m de grès rose blanchâtre et de lits ou joints d'argile de 0,10 à 0,50.
8	1 m	Dalle de grès.
7	4 m	Argile bleu violet très gréseuse.
6	6 m	Grès roux en gros bancs. Débris de bois abondants.
5	6 m	Argile gris bleu.
4	10 m	Grès blanc grossier tendre, avec quelques niveaux d'argile gréseuse gris bleu.
3	0,50 m	Argile grise gréseuse.
2	30 m	Grès tendre feldspathique grossier, clair, violet pâle, à niveaux conglomératiques à gravier de quartz de 1 à 3 cm. Troncs silicifiés. Ce niveau est coupé par une faille de 30 à 50 m de rejet.
1		Socle : gneiss, cipolin, etc...

Il n'est pas possible de préciser si l'abondance relative des niveaux argileux est due à l'amincissement de la formation d'Angornakouer, sous la formation de Tagrézou, ou s'il s'agit d'intercalations argileuses au sein des grès de base.

Dans la partie sud du cristallin de Tchén Essam, les grès grossiers de la falaise ceinturant le horst de socle sont traversés par un piton de roche basaltique apparaissant un peu en retrait et dominant la falaise. Un lambeau de grès, respecté par l'érosion, est resté plaqué sur le bombement cristallin et permet d'affirmer l'ancienne continuité des grès et de juger de l'ampleur des mouvements tectoniques (fig. 48).

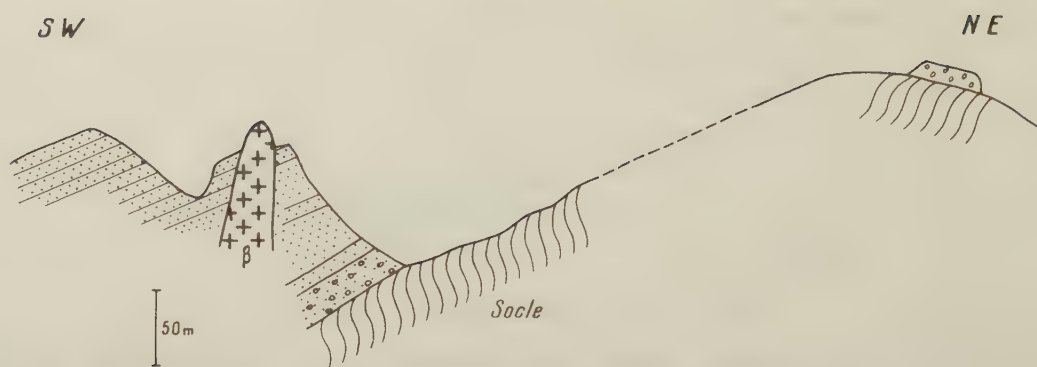
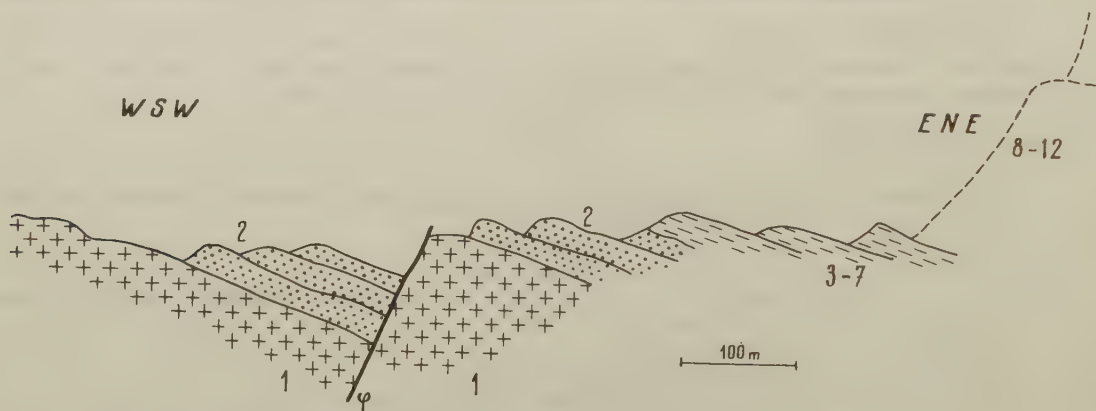


FIG. 48. — Coupe schématique au Sud-Ouest de Tchin Essam.

Vers le Nord-Ouest, une fracture importante, jalonnée par les sources de Tchot et de Tarnaouen, sépare le socle relevé des grès d'Angornakouer et se suit sur une quinzaine de kilomètres en direction du Nord-Ouest.

Dans l'ensemble de la partie nord du bassin ou fossé du Téfidet, au Nord du 18° parallèle, la formation d'Angornakouer forme la majorité des affleurements des régions est et ouest. La région centrale, au contraire, est occupée principalement par les termes de la formation de Tagrézou qui supporte, à son sommet, de vastes témoins des grès de la formation de Tanguérat.



- 1 Socle (gneiss, cipolin)
- 2 Grès clair feldspathique très grossier à niveaux conglomératiques violet pâle (30 m)
- 3 Argile gréseuse (Suite de la légende dans le texte)

FIG. 49. — Coupe à l'Est de Tchin Essam.

2. La formation de Tagrézou

La partie moyenne du groupe du Téfidet est caractérisée par l'apparition de niveaux assez franchement argileux et de grès plus fins dans lesquels existent des bancs calcaireux et des ossements de Vertébrés. La formation de Tagrézou est définie comme l'ensemble des niveaux plus argileux

compris entre les deux formations détritiques grossières de la base et du sommet du groupe. La formation de Tagrézou peut inclure, notamment vers son milieu, des niveaux franchement gréseux peu différents de ceux qui l'encadrent. Il n'est donc pas possible, sur le terrain, de placer un banc ou une série de bancs isolés dans la stratigraphie en se basant sur leur seul aspect lithologique. Il est nécessaire d'examiner leur situation dans l'ensemble du groupe avant de proposer leur raccord lithostratigraphique. De même, les limites sont difficiles à préciser dans le détail, car ces formations détritiques sont souvent lenticulaires à grande échelle et admettent des variations latérales non négligeables. Cependant, à l'échelle de notre travail de reconnaissance, la notion d'une formation moyenne plus argileuse s'est imposée dès les premiers levés et nous avons tenté de l'isoler de l'ensemble et d'en figurer des limites, même approximatives.

a) OUED BAOUET

Au Nord-Est des Monts Angornakouer, les rives de l'oued Baouet et la falaise qui le borde vers l'Est sont constituées de grès fin, homogène blanc, rose ou brun, à niveaux d'argile gris blanc légèrement sableuse (fig. 50).

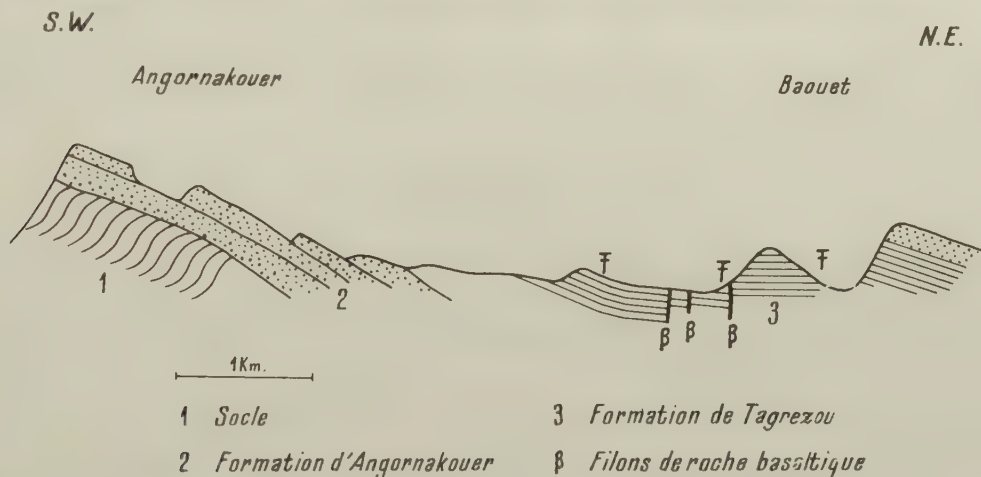


FIG. 50. — Situation des gisements de Vertébrés () de l'oued Baouet.

Un banc d'argile vert pâle, à minces lits de grès blanc ou beige se débitant en petits parallélépipèdes, et de nodules calcareux, a livré de nombreux débris d'os de Vertébrés.

Des filons verticaux de roches basaltiques traversent ces couches suivant une direction nord-ouest sud-est. Sur la berge de l'oued Baouet, la coupe de détail suivante a été relevée de part et d'autre d'un dyke basaltique, de haut en bas, sur 4 m (fig. 51) :

- 7 Dyke de roche basaltique (éch. 1619).
- 6 Grès fin beige en petits parallélépipèdes.
- 5 Argile beige à vert pâle.
- 4 Grès beige, feuilleté au sommet, passant à des grès blancs fins, à lentilles, à empreintes végétales (éch. 1617).
- 3 Argile beige à violette.
- 2 Grès fin violet, tendre (éch. 1616).
- 1 Argile verte, rouge et violette, à ossements de Vertébrés.

Deux grosses vertèbres caudales consécutives appartiennent à un même Dinosaurien Théropode (Carnivore) probablement *Carcharodontosaurus saharicus* (DEPÉRET).

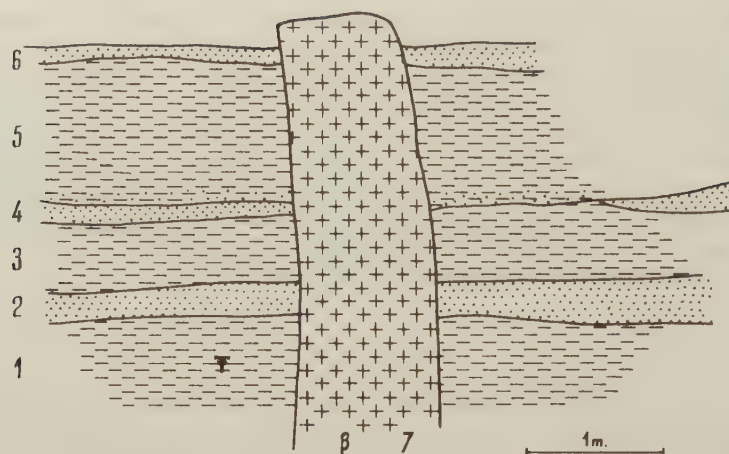


FIG. 51. — Détail du gisement de Dinosaurien Théropode () de l'oued Baouet.

Dans la région de Baouet, la puissance de la formation de Tagrézou à niveaux argileux peut être estimée à plus d'une centaine de mètres répartis moitié dans la falaise, moitié dans les affleurements bas au pied de celle-ci.

b) FALAISE DE TAGRÉZOU

Au Sud-Est des puisards de Tagrézou un plateau étroit sépare les oueds Tchérézérine et Tagrézou. Dans la falaise, on observe 30 m environ d'argiles sableuses micacées violettes à lits vert pâle, avec des niveaux calcaires gris bleu et noduleux calcaires présentant un aspect pseudo-conglomératique. Les débris d'os et les dents de Dinosauriens et de crocodiles sont abondants dans les niveaux argileux et grésocalcaires.

Vers le Sud, une butte haute d'environ 120 m en avant de la même falaise, présente la succession suivante :

20 m	Grès blanc moyen assez homogène, micacé, saccharoïde, en gros bancs, au sommet de la butte.
80	Argile gréseuse et grès blanc tendre en petits bancs de 10 ou 20 cm; petits nodules calcaires.
20	Eboulis.

Si l'on inclut les niveaux argileux et les grès à ciment calcaire affleurant dans l'oued Tagrézou et à l'Ouest de l'oued Baloulet, la formation argileuse de Tagrézou dépasse sans doute 150 m au total. Elle repose sur des grès tendres rougeâtres et des grès à bois silicifiés abondants. Le sommet du plateau qui la surmonte est constitué de grès fins, tendres, qui se raccordent aux niveaux du haut piton de Tanguérat, au Nord.

Les niveaux de grès calcaires et d'argiles se poursuivent vers le Sud-Est, de part et d'autre de la zone anticlinale que suit l'oued Baloulet et nous les retrouvons autour du plateau synclinal de Bichnao.

c) PLATEAU DE BICHNAO

Ce plateau sépare l'oued Baloulet de l'oued Téfidet. Il est déterminé par un synclinal à pendage faible, mais très nettement dessiné (fig. 52 et 54).

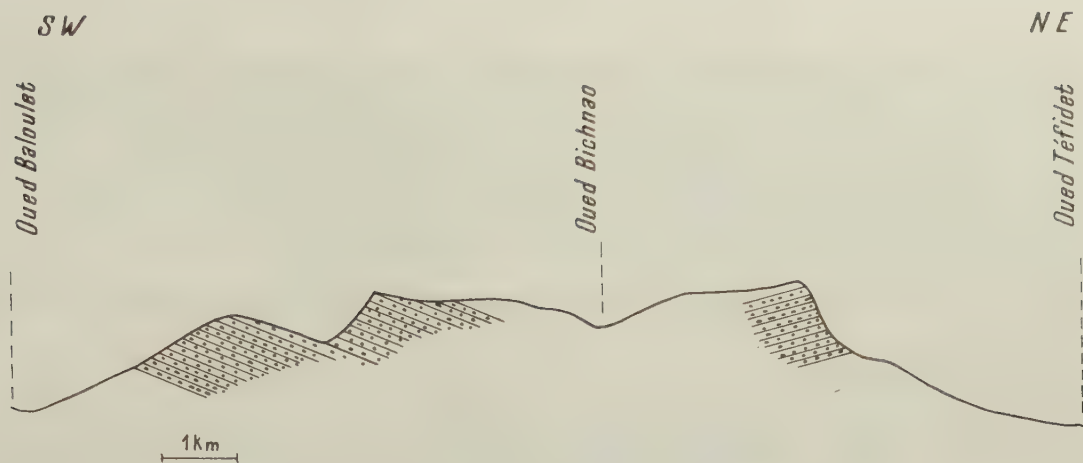


FIG. 52. — Schéma du plateau synclinal de Bichnao.

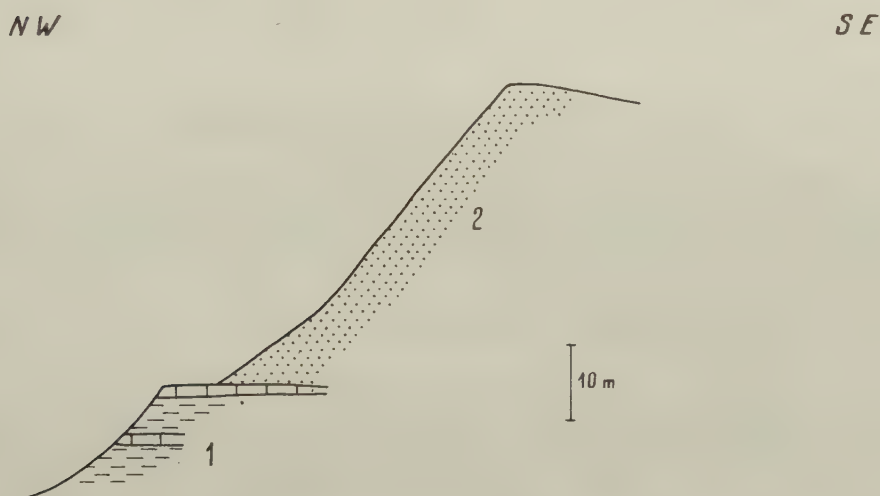
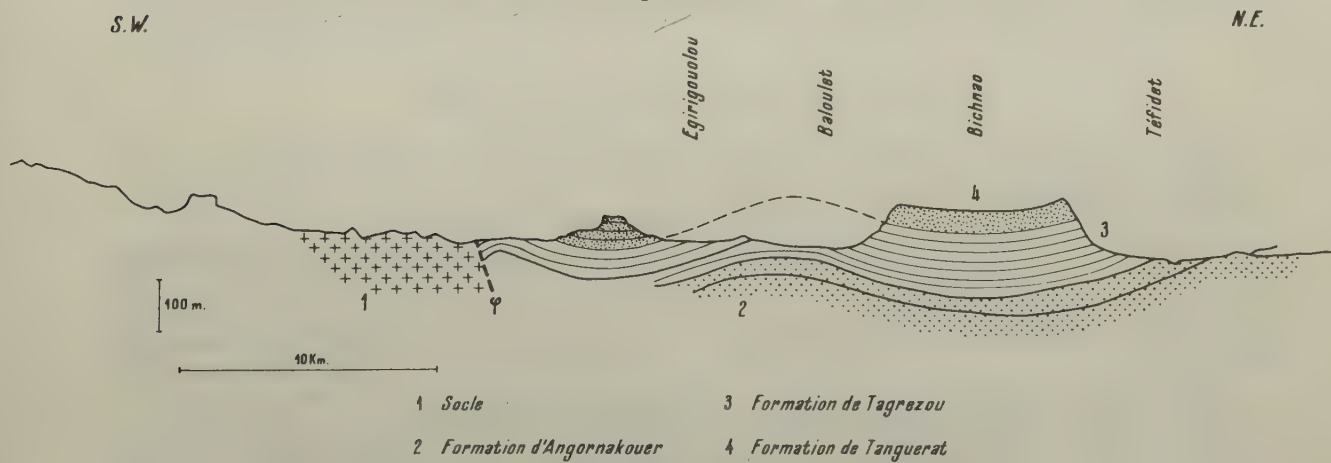


FIG. 53. — Coupe au Nord de Bichnao.



- | | |
|----------------------------|--------------------------|
| 1 Socle | 3 Formation de Tagrazou |
| 2 Formation d'Angornakouer | 4 Formation de Tanguerat |

FIG. 54. — Coupe schématique SW-NE par Bichnao.

A la base du flanc ouest, affleurent des grès beige roux ou roses à grain moyen, assez bien lités, passant à des grès grossiers à quartz peu roulés de 3 mm. En surface, ces grès sont parsemés de trous de 1 cm environ. Les bois silicifiés sont abondants. Au-dessus, la falaise est constituée d'une alternance de grès blanc micacé en bancs de 0,20 à 1 m et d'argile gréseuse blanchâtre ou jaunâtre. Le sommet du plateau, qui domine la plaine d'environ 80 m, est formé de grès tendre rose ou beige en grandes dalles à patine ferrugineuse. Le grain est en général assez fin et homogène, mais quelques minces niveaux plus grossiers se rencontrent également. Certains bancs remarquables se débitent en colonnes d'un mètre de hauteur.

Au Nord du plateau de Bichnao, la partie supérieure est constituée comme suit, de haut en bas (fig. 53) :

Niveaux	Puissances	
2	40 m	Grès fin et grès moyen dominant.
1	15 m	Argile micacée finement gréseuse, violette, à niveaux de calcaire noduleux blanc, de calcaire gréseux et de grès fin.

Dans son ensemble, le plateau est constitué par les niveaux de la partie supérieure de la formation de Tagrézou. Il est couronné par des grès attribués à la base de la formation de Tanguérat.

d) PLATEAU SITUÉ A L'OUEST DE L'OUED TCHÉRÉZÉRINE

Au Nord-Ouest du puits de Tchérézérine, situé à 709 m d'altitude, l'oued du même nom s'encaisse entre des gorges profondes, limitées par des falaises gréseuses abruptes. Sur la rive gauche de l'oued, au sommet du plateau le dominant d'environ 150 m et dont les points culminants sont proches de l'altitude de 1 000 m, on a relevé la succession suivante, de haut en bas :

20 m	{	Grès blanc fin tendre. Argile rouge sableuse à fragments d'os de <i>Vertébrés</i> . Grès blanc à beige. Grès moyen à fin se débitant en parallélépipèdes. <i>Bois silicifiés</i> .
150 m	{	Grès tendre homogène, saccharoïde. Grès calcareux, violacé, lité, à stratification entrecroisée assez fine. Grès moyen et grossier, roux, feldspathique en gros bancs séparés par des joints ou des bancs plus minces. Stratification entrecroisée.

Les niveaux argileux à débris de *Vertébrés* des petites buttes dominant le plateau sont assimilés à la formation de Tagrézou.

e) FALAISES DE L'OUED KABKABOU ET TAMAT TADENT

Dans la partie nord du Téfidet, les falaises bordant les rives des oueds Tamat Tadent et Kabkabou permettent de retrouver la formation argileuse à *Vertébrés* à une dizaine de kilomètres au Sud du cristallin limitant, au Nord, la région sédimentaire.

La falaise de la rive droite, haute de près de 300 m, est dominée par deux pitons basaltiques, dont le plus élevé atteint environ 1 200 m d'altitude au sommet, surplombant le plateau d'une quarantaine de mètres. La base de cette falaise est constituée de niveaux argileux, mais les éboulis sont abondants et c'est la coupe de la rive gauche qui est schématisée ci-dessous, de haut en bas :

40 m	Piton de roche basaltique (éch. 1585, 1586, du piton sud).
150 m	{ Grès jaune à grain moyen en gros bancs (éch. 1584, falaise sud). Grès rose, roux, blanc, à stratification entrecroisée. <i>Bois silicifié</i> abondant.

- 5 m Grès à stratification entrecroisée en bancs très épais formant corniche.
- 30 m Argile dominant les grès, mais en partie masquée.
- 5 m Grès jaune en dalles.
- 10 m Argile rouge et violette et grès tendre rose ou rouge (éch. 1588).
- 10 m Alternance d'argile rouge et verte à bancs de grès rouge et de gros bancs de grès fin, tendre, feldspathique, gris violet à lits d'argile gris violet (éch. 1589). Ossements et plaques dermiques de *Vertébrés* (Crocodyles).
- 5 m Argiles violettes et vertes à bancs de grès fin. Petit niveau formant une brèche de fragments d'os (bone bed).
- 2 m Grès jaune.
- 3 m Grès roux orangé à blanchâtre (empreintes végétales?).

La base est masquée par des limons et des alluvions quaternaires de teinte bleu lavande. Le faisceau argileux, dont 60 m sont visibles en ce point, peut être suivi vers l'Ouest où il s'élève progressivement dans la falaise, dans la direction opposée aux pendages d'une valeur de 5 à 7° vers le Nord-Est. Sur les clichés aériens, ces niveaux entourent le vaste plateau long d'une vingtaine de kilomètres et viennent brutalement au contact du socle, le long de la grande fracture limitant la région sédimentaire au Nord.

f) EN RÉSUMÉ :

La formation de Tagrézou, telle qu'elle nous apparaît dans les quelques coupes brièvement décrites, comprend les niveaux moyens du groupe du Téfidet dans lesquels apparaissent des intercalations argileuses parfois riches en ossements de Crocodiles et Dinosauriens.

Mais les bancs gréseux y sont nombreux et on note, en particulier, des niveaux de grès épais, non séparés par des argiles vers le milieu de la formation. Lorsque ces niveaux occupent le sommet des falaises (oued Baouet), on ignore si l'on est ou non à la limite supérieure de la formation et le raccord des différentes coupes devient alors difficile. En effet, les grès de faciès banal ne constituent pas un niveau lithologique repère, mais simplement une limite morphologique. Ils peuvent appartenir aussi bien à la base de la formation de Tanguérat qu'à un niveau moyen de la formation de Tagrézou.

Pour cette raison, l'esquisse dessinée sur photographie aérienne après les levés de terrain de reconnaissance, ne donne qu'une image de la structure d'ensemble, sans prétendre représenter des limites exactement synchrones. Cette image, et le fait d'avoir tenté de scinder le groupe du Téfidet, seront néanmoins utiles au moment des comparaisons avec le groupe du Tégama et de l'interprétation structurale.

Compte tenu de ces réserves, la puissance admise pour la formation de Tagrézou est de l'ordre de 100 à 150 m.

3. La formation de Tanguérat

Les termes gréseux superposés aux niveaux argileux de la formation de Tagrézou ont été groupés dans la formation de Tanguérat, du nom d'un haut piton qui, au Sud-Est de Tchérézérine, domine les gisements de Vertébrés de Tagrézou.

Cette nouvelle formation a une moindre extension que les précédentes dans le Téfidet montagneux. Nous en avons rencontré, au sommet de quelques-unes des coupes précédentes, des témoins qui protégeaient la partie supérieure des niveaux argileux.

La formation de Tanguérat affleure notamment dans les hauts plateaux : au Nord de Kabkabou, à l'Ouest de Téli, à l'Est et au Sud de Tchén Essam. On la retrouve au cœur des synclinaux de Bichnao et du Sud de l'oued Egrigoudou. Elle se présente là en buttes témoins plus ou moins

étendues et souvent élevées. Plus au Sud, la formation de Tanguérat occupe la majeure partie du bas Téfidet sud-oriental, dans le Ténéré, avant de disparaître sous la formation d'Alanlara et surtout sous le manteau sableux récent et les dunes du Ténéré.

La partie terminale de la falaise au Sud de l'oued Kabkabou permet de noter, sur une hauteur de 200 m, l'aspect lithologique de la formation de Tanguérat dans le Téfidet. Il s'agit de grès beige, rose ou roux, en gros bancs à stratification entrecroisée. Le grain est moyen, moins fin que dans les grès intercalés dans les argiles de Tagrézou, avec des passées grossières localisées. Les bois homoxylés silicifiés y sont abondants. Le faciès d'ensemble rappelle celui de la formation d'Angor-nakouer, mais les grès sont généralement moins grossiers et moins riches en feldspaths détritiques.

a) COUPE DU MONT TANGUÉRAT

Le piton de Tanguérat culmine à environ 850 m d'altitude et domine la région sud du Téfidet. Sa partie inférieure comprend encore des niveaux argileux qui appartiennent au sommet des argiles de Tagrézou, et ce n'est qu'à son sommet que la base de la formation de Tagrézou est représentée. La coupe schématique est la suivante, de haut en bas :

5 m	Grès moyen à stratification entrecroisée, en gros bancs abrupts. Traces végétales en empreintes cannelées (éch. 2113).
25	Grès tendre assez fin.
40	Grès à bois silicifié, avec quelques niveaux argileux.
60	Grès tendre blanc.
25	Grès moyen à stratification contournée en bancs de 2 m, à bois silicifiés.

Les termes équivalents et un peu plus élevés dans la formation apparaissent dans le synclinal de Bichnao, au Sud-Est de Tanguérat et dans les petites buttes témoins du synclinal que traverse l'oued Egirigoudou.

b) SYNCLINAL DE L'OUED EGIRIGOUDOU

Vers le 18° parallèle, les formations du Téfidet se présentent sous forme de petits synclinaux et anticlinaux allongés dans le sens nord-ouest sud-est, parallèlement aux directions tectoniques et aux fractures qui affectent la zone sédimentaire.

Les zones anticlinales montrent des grès fins homogènes, associés à des argiles à dalles de grès calcaire, de la formation de Tagrézou. Les buttes témoins des zones synclinales qui dominent la plaine, sont constituées de niveaux essentiellement gréseux les surmontant. Il s'agit de grès à grain fin ou moyen, assez homogène, parfois saccharoïde, de teinte jaune ou blanche, se présentant en bancs de 0,30 à 1 m d'épaisseur. Dans ces grès, la stratification oblique, assez régulière, est fortement inclinée. Les zones grossières sont en général peu développées.

La butte allongée qui borde l'oued Egirigoudou, au Sud, avant le coude qui marque son entrée dans le Ténéré, montre environ 50 m de grès, se décomposant comme suit, de haut en bas :

30 m	Grès homogène à grains moyen et fin
10	Grès blanc
5	Grès à stratification contournée très irrégulière, formant un niveau repère local
5	{ Grès pustuleux beige (éch. 2063)
	{ Grès mauve

Dans une butte formant une île de l'oued Egirigoudou, la succession est la suivante sur 60 m environ, de haut en bas :

60 m	{ Grès homogène beige rosé, à bois silicifié et empreintes végétales
	{ Grès fin à très fin à stratification entrecroisée fine, parfois onduleuse
	{ Grès blanc à points noirs et grès gris mauve à pustules

c) SYNCLINAL DE BICHNAO

Vers l'Est, cette région synclinale est séparée du grand synclinal de Bichnao par un anticlinal très allongé à terminaison périclinale sud-est. Le flanc est du synclinal de Bichnao permet de relever une succession lithologique qui se décompose comme suit, de haut en bas :

plateau	Grès à patine ferrugineuse.
50 m env.	Grès fin et moyen blanc, rose ou jaune.
10	Grès grossier roux à stratification entrecroisée.
8	Grès fin à muscovite.
2	Grès gris violet.
5	Grès lité, saccharoïde, violet, rose pâle.
10	Grès beige rosé à surface à cupules, avec stratification oblique.
5	Grès blanc saccharoïde à stratification oblique.
5	Grès rose, roux, brun, à stratification entrecroisée. Surface à cupules.
10	Grès blanc dur, saccharoïde, lité, localement ponctuations noires. Mince patine noire.

Les 45 premiers mètres correspondent peut-être aux grès fins à intercalations argileuses du sommet de la formation de Tagrézou décrite au Nord du même synclinal. Mais les niveaux superposés comprennent des grès grossiers qui caractérisent la formation de Tanguérat.

d) LA LISIÈRE DU TÉNÉRÉ AU SUD DE L'OUED TÉFIDET

Au Sud de l'oued Téfidet, à la lisière du Ténéré, des entablements gréseux dominant de quelques mètres des oueds où apparaissent parfois quelques argiles et dalles de grès à ciment calcaire. Il s'agit d'ondulations nord-ouest sud-est à pendages faibles, de quelques kilomètres de largeur, qui font apparaître les derniers niveaux de la formation de Tagrézou, sous les grès de Tanguérat. Plus au Sud, ces derniers occupent la majeure partie de la bande sédimentaire comprise entre l'Aïr et les affleurements précambriens de la région de l'Areschima, sur une cinquantaine de kilomètres d'Ouest en Est.

Dans cette région, la couverture et l'ensablement deviennent importants et interdisent de relever une stratigraphie de détail. Il semble que des bancs de grès calcaires puissent être observés au sein des grès de Tanguérat, alors que dans le Téfidet ceux-ci n'ont pas été mis en évidence dans la partie inférieure de la formation.

Vers le Sud, les affleurements de la formation de Tanguérat s'étendent sur une vingtaine de kilomètres. Ils sont limités par l'apparition de grès à ciment calcaire à gros Gastropodes, et d'argiles à minces lumachelles à Huîtres, qui caractérisent le début de la formation d'Alanlara. Les pendages et la disposition des couches indiquent que cette nouvelle formation est en position synclinale et est superposée aux grès de Tanguérat. Plus au Sud, on constatera que la formation d'Alanlara est elle-même située sous la zone à *Neolobites* (p. 193).

e) RÉGION D'ALANLARA (voir carte fig. 56)

Au Sud-Est du Téfidet, on retrouve d'étroits lambeaux de grès faillés le long du socle qu'ils isolent du Crétacé marin. La largeur de ces lambeaux ne dépasse pas 2 km et la présence de failles empêche de connaître la puissance exacte des grès. On pourrait tout au plus avancer le chiffre de 50 à 100 m au maximum.

Il semble que l'épaisseur soit bien moindre que dans le Téfidet. On note, d'autre part, que les grès observés correspondent à ceux de Tanguérat. Il y aurait donc lacune des deux formations inférieures vers l'extrémité sud-est de l'Aïr, comme c'est le cas pour la limite orientale du groupe du Tégama dans la même direction.

Ainsi, bien que la continuité des grès d'Echkar et de Tanguérat soit masquée sur plusieurs kilomètres par l'erg du Ténéré, ces deux formations semblent bien se correspondre et l'amincis-

sement des groupes du Téfidet et du Tégama par leur base serait valable de part et d'autre de la faille séparant les deux domaines au Sud d'Alanlara.

Cette remarque est en accord avec les données de la géophysique (C. G. G., 1954). Un unique sondage électrique effectué sur des grès affleurant à l'Ouest d'Alanlara donne une puissance d'environ 60 m au-dessus du socle. Trois autres sondages électriques au Nord-Ouest de l'Arbre du Ténéré, et un sondage sismique à l'arbre même, indiquent une puissante série sédimentaire dépassant sans doute 1 000 m.

Ainsi, l'amincissement de la série détritique de base est donc limité à la région située au Sud d'Alanlara et les puissances reprennent des valeurs plus fortes vers l'Est.

La même étude géophysique a, de plus, mis en évidence une brusque discontinuité à l'Est de l'Arbre du Ténéré. Il s'agirait d'une faille importante remontant brusquement à l'Est le socle jusqu'à moins de 50 m de la surface. Cette dernière fracture est dans le prolongement des failles limitant la région sédimentaire dans l'Est du Téfidet. Au Nord-Est de la fracture, l'épaisseur des terrains recouvrant le socle ne dépasse pas 20 à 100 m et ceux-ci seraient constitués principalement d'alluvions quaternaires.

4. Caractères généraux du groupe du Téfidet et comparaison avec le groupe du Tégama

Pris dans son ensemble, le groupe du Téfidet présente des caractères pétrographiques et paléontologiques semblables à ceux du groupe du Tégama. Il s'agit de sédiments détritiques grossiers, de granulométrie comparable, souvent feldspathiques. Les intercalations argileuses sont relativement peu développées, mais les minéraux argileux sont semblables (voir p. 433) avec, toutefois, une proportion d'illite et de chlorite dominant cette fois la montmorillonite.

Les puissances des formations dans le Téfidet (600 m au total) sont également du même ordre de grandeur que celles des formations situées au Sud de l'Aïr. Au Sud du Téfidet, sous le Crétacé marin, la diminution générale de puissance des niveaux inférieurs correspond à celle du groupe du Tégama dans la même direction. Vers l'Est, les puissances reprennent leur valeur maximum, puisque plus de 1 000 m de sédiments auraient été notés au-dessus du socle avant la grande fracture limitant l'extension actuelle des sédiments vers l'Est (C. G. G., 1954).

B. — PÉTROGRAPHIE DU GROUPE DU TÉFIDET

Les échantillons du groupe du Téfidet présentent les mêmes caractères que ceux du groupe du Tégama. Les grès les plus grossiers de la formation d'Angornakouer ont des quartz détritiques peu roulés, souvent anguleux, de taille variable, souvent de l'ordre de 400 μ . Les plagioclases frais sont fréquents, ainsi que le microcline peu altéré, la muscovite, la tourmaline et les oxydes de fer. Les grains sont généralement jointifs et le ciment très peu important se réduit parfois à un enduit argileux autour des grains (éch. 2060, 2059). Certains niveaux sont franchement conglomératiques.

Les grès de la formation de Tagrézou se distinguent par la présence fréquente de calcite dans le ciment et par un diamètre moyen plus faible des quartz, de l'ordre de 100 μ . Les niveaux argileux sont toujours chargés en quartz clastiques. Dans deux échantillons étudiés aux rayons X, l'illite (ou l'illite et la chlorite) constitue 70 % de la fraction argileuse; la montmorillonite (ou un minéral interstratifié montmorillonite-chlorite) forme le reste (30 %).

La formation de Tanguérat livre des échantillons à quartz plus fins, peu roulés, qui ne sont pas nourris. On observe souvent des grains de quartz à extinction roulante. Voici les caractères d'un échantillon provenant de Bichnao (éch. 1490) :

	Max.	Moy.	Min.
Dimension μ	600	200	100
Forme	7	5	3
Arrondi	4	3	1

Les plagioclases et le microcline sont également présents, avec de la muscovite et plus rarement de la biotite altérée verdâtre.

Dans l'ensemble, ces faciès évoquent une sédimentation assez rapide, sans grand classement ni usure des grains. Les matériaux peu ou pas altérés proviennent de l'érosion d'un socle sain; ils sont déposés par des rivières aux courants assez violents en période de crue, d'où l'existence de stratification oblique et entrecroisée très développée.

Les niveaux argileux, sur lesquels nous reviendrons (p. 431) témoignent de conditions temporairement plus calmes, avec présence de grands lacs ou de marécages envahis seulement périodiquement par des apports plus grossiers.

C. — FAUNE ET FLORE

La flore comprend de très nombreux bois homoxylés de type *Dadoxylon*. La faune comporte de grands crocodiles et des Dinosauriens dont *Carcharodontosaurus saharicus*. La présence de ces gros Carnivores implique une faune d'herbivores sans doute représentés dans les ossements indéterminés et que de nouvelles recherches livreront peut-être.

D. — AGE DU GROUPE DU TÉFIDET

Comme le groupe du Tégama, celui du Téfidet entre donc dans la définition du complexe « Continental intercalaire ». Les subdivisions lithologiques à valeur stratigraphique locale suggèrent une comparaison plus détaillée entre les deux groupes.

En effet, les deux groupes définis respectivement au Sud et à l'Est de l'Aïr ont une limite supérieure comparable : la formation d'Alanlara ou celle de Farak, elles-mêmes subordonnées à la lumachelle à *Neolobites* du Cénomanien supérieur. D'autre part leur limite inférieure est le socle cristallin.

Une puissance du même ordre pour un mode de sédimentation voisin peut suggérer que les deux groupes correspondent à une période sensiblement de même durée.

Ainsi, malgré l'absence d'une faune qui permettrait des corrélations précises, on peut tenter d'établir un parallèle entre les formations définies dans les deux groupes. Ceci implique l'hypothèse qu'à une même époque des sédimentations comparables s'effectuaient dans des régions voisines. On aboutit alors au tableau de correspondance suivant :

Comparaison des séries stratigraphiques du Sud et de l'Est de l'Aïr

<i>Sud de l'Aïr</i>	<i>Est de l'Aïr</i>
Cénomanién supérieur marin	Cénomanién supérieur marin
Formation de Farak	Formation d'Alanlara
Groupe du Tégama (environ 700 m max.)	Groupe du Téfidet (environ 600 m)
Formation d'Echkar	Formation de Tanguérat
Formation d'Elrhas	Formation de Tagrézou
Formation de Tazolé	Formation d'Angornakouer
-----	-----
Socle précambrien	Socle précambrien

Les mêmes ossements de Vertébrés se rencontrent dans les formations d'Elrhas et de Tagrézou considérées comme équivalentes.

L'identification des groupes du Téfidet et du Tégama conduit à admettre qu'ils ont un âge semblable. Les conclusions sur lesquelles nous nous sommes arrêté précédemment sont donc applicables ici, et nous admettons que le groupe du Téfidet est d'âge crétacé inférieur, sans qu'il soit possible d'affirmer que les niveaux les plus inférieurs n'appartiennent pas à la partie supérieure du Jurassique.

E. — TECTONIQUE (fig. 55)

Le caractère le plus saillant de la région du Téfidet est la disposition des sédiments dans une étroite bande de direction nord-ouest sud-est limitée par des failles ou des flexures brutales séparant le socle de sa couverture. L'ensemble de la région est recoupé par de nombreuses failles à rejet souvent important et, par suite, les grès présentent des pendages beaucoup plus accentués que dans les autres régions. Ceux-ci sont couramment de l'ordre de 5 à 10°, atteignant parfois 15° sur plusieurs kilomètres. Des paquets de grès relevés à la verticale s'observent localement le long des grandes fractures.

Tous ces caractères font du Téfidet une région structuralement bien individualisée dans le Niger, où les grands ensembles sédimentaires sont généralement de structure calme, avec des pendages d'une fraction de degré, et où les longues failles ont des rejets faibles.

Les coupes décrites précédemment montrent bien le relèvement brusque des couches en face du socle le long des failles bordières. Ces accidents correspondent à un effondrement de la partie sédimentaire ou à un brusque soulèvement du socle.

En observant la structure d'ensemble de l'étroite bande sédimentaire, on doit admettre que le mouvement relatif du socle et du Sédimentaire correspond à un enfoncement de celui-ci. Le Téfidet serait ainsi un fossé effondré au sein du socle cristallin.

Les témoins de grès perchés à l'extérieur des failles majeures dans la région de Zagado, Boundaï Araguelal, et au Sud du Tokolokouzet, indiquent qu'avant l'effondrement les grès s'étendaient largement sur le socle et qu'ils ont été enlevés par une érosion active.

Cette érosion, que nous daterons plus loin, est également responsable d'une inversion des reliefs dans certains secteurs (Egirigoudou), où les grès dominent le socle aux abords du contact.

L'altitude élevée des grès dans la partie nord du Téfidet indique l'existence d'un mouvement général positif, postérieur aux dépôts, affectant l'Aïr et soulevant ensemble le cristallin et sa couverture sédimentaire. La morphologie actuelle en falaises escarpées dans les grès est due aux jeux de l'érosion sur la zone soulevée.

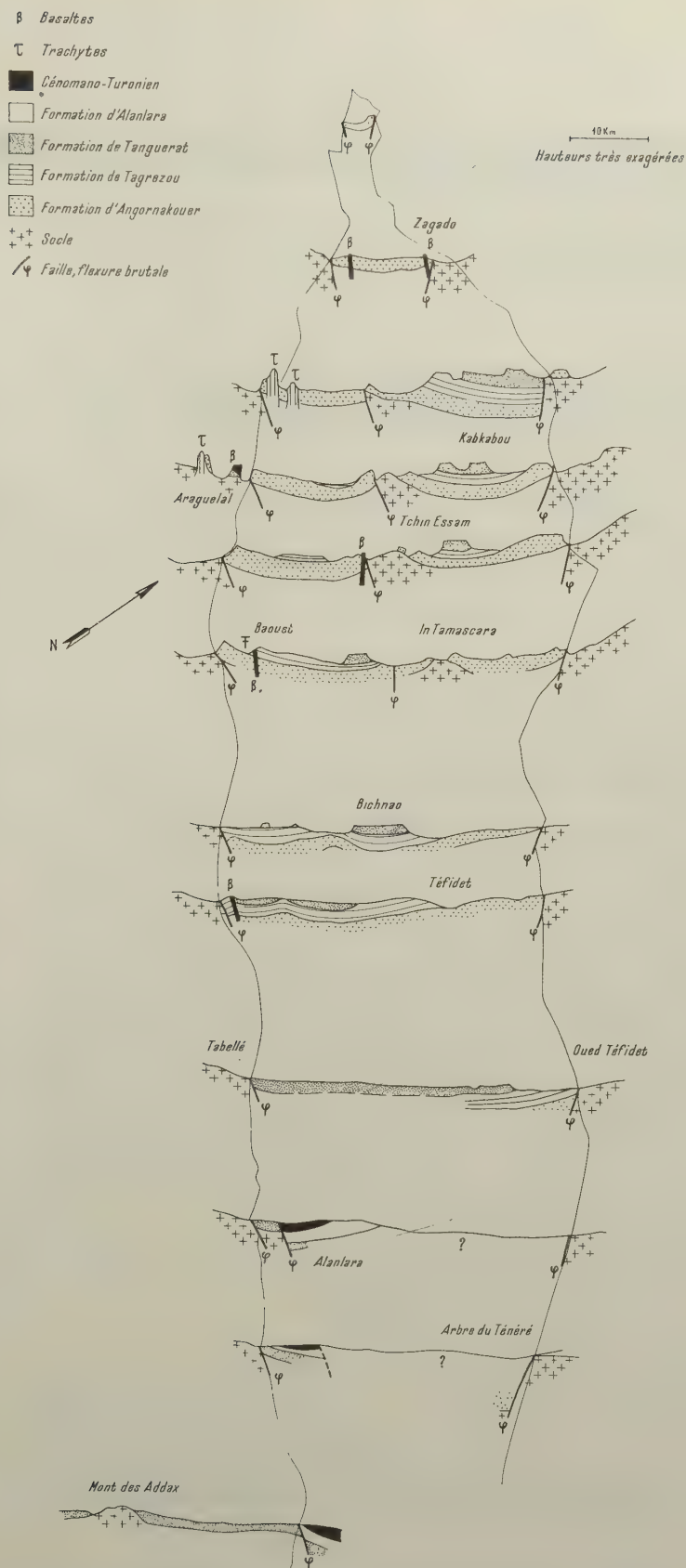


FIG. 55. — Coupes schématiques sérieées à travers le Téfidet.

Entre les failles bordières, les sédiments sont plissés en synclinaux et anticlinaux parfois assez réguliers (Bichnao) ou divisés en paquets faillés. Dans la région de Tchén Essam, un anticlinal faillé en horst fait réapparaître le socle au milieu du fossé.

Dans la fig. 55, nous donnons douze coupes sérieées schématiques en travers du fossé, qui illustrent les remarques précédentes.

2°) - LA RÉGION D'ALANLARA ET LE CÉNOMANO-TURONIEN FOSSILIFÈRE MARIN

La région d'Alanlara (fig. 19 et 56), à une trentaine de kilomètres à l'Ouest de l'Arbre du Ténéré fait contraste avec le Téfidet par son absence de relief. Les affleurements sont dispersés, parfois réduits à quelques regs, et le plus souvent masqués par le sable et les petites dunes du Sud de l'erg de Tabélé.

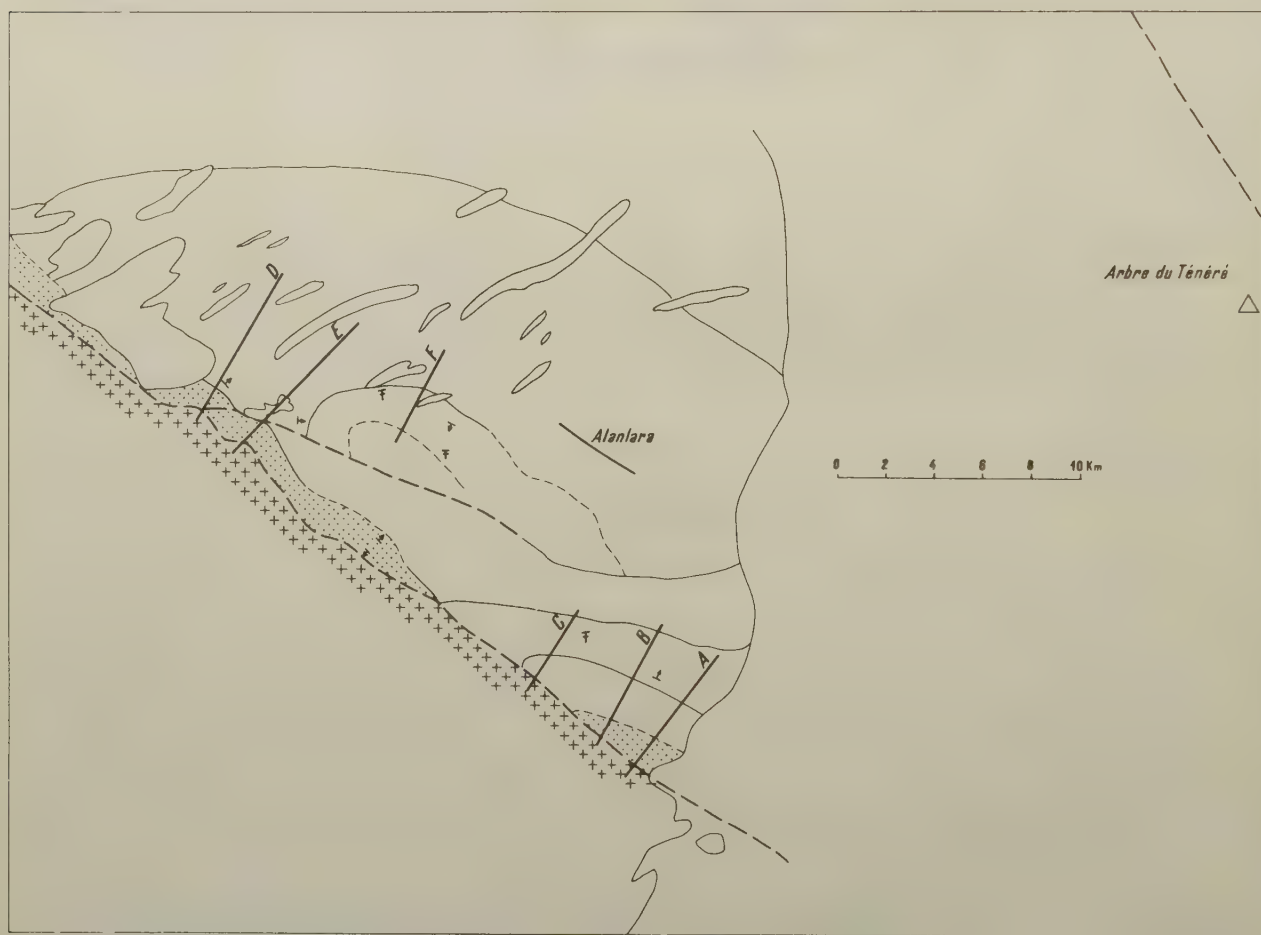


FIG. 56. — Position des coupes dans la région d'Alanlara.

C'est dans cette région qu'a été découverte une série à faune marine cénomaniennne et turonienne (H. FAURE, 1959) à proximité immédiate du socle de l'Air, en position synclinale faillée et effondrée.

A. — SUCCESSIONS STRATIGRAPHIQUES DANS LA RÉGION D'ALANLARA

Quelques successions de niveaux ont été relevées sur le bord de petits synclinaux et anticlinaux. L'ensablement et la nature des affleurements empêchent de mesurer des pendages et il est impossible de donner des puissances exactes. Dans les successions lithologiques qui suivent, nous notons la distance entre les affleurements pour fournir une idée des puissances relatives. A l'aide de ces observations discontinues, mais se complétant mutuellement, on tentera de présenter une coupe générale synthétique où des puissances approximatives seront proposées.

1. SUCCESSION A. — *Partie sud de l'anticlinal au Sud d'Alanlara.*

On observe, du Nord-Est au Sud-Est, c'est-à-dire de haut en bas, sur 3,2 km :

Distance entre les affleurements	Nature des affleurements
300 m	Calcaire gris à surface lisse, à empreintes d'Ammonites (0,30 m). Calcaire rose à beige à Ammonites (0,20 m) (formant un banc de direction 113° magnétique).
50 m	Argile glauconieuse à grosses Huîtres (<i>Exogyra olisiponensis</i>). Calcaire beige, marneux à Huîtres et Oursins (0,20 m) (formant un banc de direction 113° à 117° magnétique).
130 m	Sable glauconieux argileux vert foncé. Petites plaquettes marrons, lisses, dures, de grès fin ou siltstone schisteux, disséminées sur du sable argileux vert.
200 m	Grandes dalles calcaires grises ondulées, à ripple marks, à stratifications entrecroisées fines et plaquettes lisses; sable glauconieux vert foncé.
110 m	Calcaire noir, calcite noire à structure « beef » et cone-in-cone, plaquettes de siltstone, sable argileux vert clair à jaune, argile schisteuse finement gréseuse beige.
100 m	Plaquettes silteuses lisses, sur sable argileux beige.
100 m	Plaquettes schisteuses à zones épaisses de calcaire gris.
50 m	Calcaire gris massif à nodules ou fragments marneux arrondis blanc jaunâtre.
100 m	Grès à grandes dalles calcaires.
1 330 m	Grès beige roux à grain moyen.
700 m	Socle (arkoses noires très dures).

2. SUCCESSION B. — *Partie centrale de l'anticlinal au Sud d'Alanlara (au Nord de la précédente).*

Distance entre les affleurements	Nature des affleurements
100 m	Calcaire gris à patine lisse. Calcaire rose. Calcaire beige, marneux, à Oursins.
140	Sable argileux vert foncé, glauconieux. Sable argileux.

200	Sable vert beige clair, petites plaquettes silteuses marrons, lisses. Sable vert beige.
30 (env.)	Calcaire noir et « beef » de calcite. Petites plaquettes silteuses lisses, et plaques beiges; quelques morceaux de calcaire noir vermiculé ou lisse, sable argileux verdâtre à beige.
350	Plaquettes grises à vertes; plaques vermiculées, plaques calcaires noires, sable argileux beige vert.
100	Dalles calcaires, plaques vermiculées noires dans un grès fin argileux verdâtre et argiles.
150	Grandes dalles calcaires noires dans un grès beige fin; sable argileux beige foncé.
150	Débris de calcaire bleu, sable argileux beige.
250	Blocs de grès blanc fin, parfois lité, à stratification entrecroisée fine, à mince patine ferrugineuse.
50	Grès à grain moyen.
330	Socle.

3. SUCCESSION C. — *Partie nord de l'anticlinal au Sud d'Alanlara* (au NW de la précédente).

Distance entre les affleurements	Nature des affleurements
100 m	Bancs calcaires séparés par des argiles vertes cachées. Calcaire gris en grosses dalles, à tendance lumachelique (aligné 120° pendage vers le NE).
30 m	Calcaire noir lisse (lumachelle inférieure sous le « beef » ?). Grès blanc beige à lits de galets (1 à 2 cm), débris de calcaire bleu avec argile sableuse gris noir.
50 m	Grès beige à patine brun noir et bloc de grès faillé à dendrites, lardé de filonets difformes.
70 m	Grès blanc beige à patine ferrugineuse, débris de bois silicifié et galets de quartz.
50 m	Socle.

4. SUCCESSION D. — *Partie nord-est du synclinal d'Alanlara.*

Distance entre les affleurements	Nature des affleurements
850 m	Grès fin vert, dur, lité.
550 m	Grandes plaques de grès schisteux. Grès schisteux en plaques et grosse lentille calcaire crème à noir; argile schisteuse beige à vert pâle.
600 m	Petite lumachelle calcaire noire, plate, mince dans des argiles sableuses foncées.
500 m	Grès orangé, à patine ferrugineuse (diamètre des grains de 1 mm).
100 m	Calcaire bleu scoriacé.
150 m	Grès très fin vermiculé en grandes plaques litées, gris blanc, avec plaques calcaires noires.
1 000 m	Calcaire gréseux blanc bleu à gris violet. Grès orangé.
100 m	Faïlle dans les grès orangé à gris, à pendage nord-est, à stratification entrecroisée, à patine ferrugineuse (grains de 1 mm).
500 m	Grès grossiers. Au Sud, un tronc d'arbre silicifié de 10 m de long, vers le même niveau.
100 m	Socle.

5. SUCCESSION E. — *Synclinal d'Alanlara* (au Sud de la précédente, entre les petites dunes).

Distance entre les affleurements	Nature des affleurements
200 m	Dalles de grès vert schisteux, argiles et plaquettes schisteuses noires.
50 m	Grandes dalles schisteuses.
450 m	Dalle calcaire noire à débris d'os.
250 m	Plaquettes noires schisteuses sur sable argileux vert foncé.
250 m	Grès en plaques grisâtres, fin, à dalles calcaires; à fragments d'os et de dents.
50 m	Grès gris blanc à petites dalles calcaires noires.
100 m	Nodules de calcaire gris bleu.
150 m	Grès lité blanc à kaki clair.
80 m	Dalle de grès clair.
240 m	Calcaire gris bleu noduleux.
630 m	Calcaire gréseux blanc bleu.
350 m	Dalle de grès calcaire blanc bleu.
500 m	Grès.
600 m	Faïlle dans les grès, suite de la faille de la succession précédente.
	Socle.

6. SUCCESSION F. — *Flanc nord-est du synclinal d'Alanlara*.

Dans ce secteur, les pendages sont dirigés vers le Sud-Ouest et on retrouve dans cette direction les principaux termes des coupes précédentes. On a notamment, de la base vers le sommet :

Grès fin vert, grès à dalles calcaires, argiles.
Calcaire noir en bancs, ou en miches entourées de calcite fibreuse à structure cone-in-cone.
Faune abondante, constituant parfois une véritable lumachelle à *Neolobites*.
Argiles vertes feuilletées à gypse.
Calcaire beige, à Oursins.
Calcaire rose, reposant sur des argiles vert tendre cachées.

B. — SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE ET FAUNE DE LA RÉGION D'ALANLARA

Ces différentes coupes permettent d'établir la succession stratigraphique générale de la région d'Alanlara. Trois ensembles peuvent être distingués :

1° — A la base, une série détritique comprenant, de bas en haut, des grès grossiers, localement conglomératiques, puis des niveaux argilo-calcaires avec des grès plus homogènes; cette série correspond au groupe du Téfidet et plus spécialement à la formation de Tanguérat. Dans le Sud de la région, la puissance de ces terrains ne semble pas dépasser 100 m.

2° — Au-dessus, une série de grès fins, homogènes, avec des dalles calcaires et des niveaux argileux où l'on rencontre les premiers fossiles marins (Huîtres) dans de minces plaques calcaires noires. D'autres niveaux intercalaires ont livré des ossements de Poissons (*Ceratodus*) et une vertèbre caudale de Dinosaurien Sauropode. Vers la base de la formation, des grès blancs calcaires renferment de gros Gastéropodes indéterminables.

Par son faciès lithologique et par les quelques éléments de sa faune tantôt marine, tantôt continentale, cette formation constitue une transition entre le groupe du Tégama et la formation à

Ammonites qui lui est superposée. Elle a été individualisée sous le nom de *formation d'Alanlara* et est limitée, à sa partie supérieure, par le banc calcaire à *Neolobites* qui constitue un repère assez général au Niger.

La coupe synthétique de cette formation, dont la puissance est estimée à environ 200 m, peut s'établir comme suit, les épaisseurs étant approximatives (H. FAURE, 1959) :

	Calcaire noir à <i>Neolobites</i> .
70 m	Argiles vert clair schisteuses, à plaquettes de siltstone brun à rares débris d'Huîtres : <i>Ostrea delectrei</i> COQUAND. Petits niveaux de calcaire, de grès fin calcaire noir et de conglomérats de débris d'os et de dents : <i>Ceratodus</i> sp. Grès fin et siltstone vert pâle.
20	Grès fin beige à grandes lentilles de calcaire noir en dalles et de grès à ciment calcaire, contenant parfois des débris d'Huîtres : <i>Exogyra</i> sp. On trouve également de rares fragments de bois silicifiés sur le sol, au-dessus des grès. Vers la base, on rencontre de grosses lentilles de calcaire clair, parfois bréchoïdes, à gros Gastéropodes indéterminables.
50	Plaquettes de siltstone brun et plaquettes calcaires noires à débris d'Huîtres et minces niveaux de calcite fibreuse noire. L'ensemble est compris dans des argiles gris verdâtre affleurant très mal.
70	Grès à grain moyen à dalles calcaires et niveaux d'argile grise renfermant quelques os de Vertébrés (<i>Rebbachisaurus</i> sp.) semblables à ceux d'Elrhaz. Grès franc roux pâle, grès blanc passant à des calcaires gréseux bleu pâle à surface noduleuse, contenant de gros Gastéropodes. Rares Lamellibranches également indéterminables. Ce dernier ensemble s'apparente nettement par son faciès au groupe du Téfidet, mais contient déjà quelques Mollusques sans doute marins.

3° — A cette série aux faciès variés, fait suite un ensemble d'argiles vertes feuilletées, parfois glauconieuses, richement fossilifères, comportant quatre bancs calcaires principaux assez constants. Cette nouvelle formation correspond au Cénomano-Turonien classique du Niger, jusque-là insoupçonné dans cette région.

La succession est la suivante, de haut en bas (les intercalations argileuses affleurent très mal, leurs puissances sont très approximatives) :

0,30 m	Calcaire gris en dalles lisses, à sections d'Ammonites, petits Gastéropodes et Lamellibranches.
20	Argiles vertes.
0,20	Calcaire rosé, argileux, formant une lumachelle à <i>Ostrea</i> . Les Ammonites récoltées vers ce niveau se rapportent à <i>Nigericeras</i> sp., <i>N. sp. ex. gr. lamberti</i> SCHNEEGANS.
10	Argiles vertes à grandes Huîtres : <i>Exogyra olisiponensis</i> SHARPE avec également <i>Exogyra columba</i> LAMARCK var. <i>minor</i> LARTET.
0,30	Calcaire beige, marneux, formant une lumachelle à <i>Ostrea</i> et Oursins : <i>Cidaris taouzensis</i> LAMBERT, <i>Hemiaster cf. batnensis</i> COQUAND. D'autres échantillons qui se rapportent à cf. <i>Tetragramma variolare</i> BRONGNIART, semblent également provenir de ce niveau.
30	Argiles vertes à gypse, à <i>Cardium</i> et <i>Ostrea</i> de petite taille.
0,30	Calcaire noir en bancs ou en miches entourées de calcite fibreuse à structure « beef » et « cone-in-cone ». Ce niveau forme une véritable lumachelle de Gastéropodes et Lamellibranches : <i>Acanthocardia tenerensis</i> FRENEIX mss (1), <i>Calva (Chimela) bilmensis</i> FRENEIX mss, <i>Parmicorbula jouliai</i> FRENEIX mss. Il renferme également des Ammonites dont 52 exemplaires et fragments ont été récoltés : <i>Neolobites vibrayanus</i> d'ORBIGNY, <i>Neolobites</i> sp.

Les faunes de *Nigericeras* indiquent un âge turonien inférieur pour la partie supérieure de la formation, alors que sa base est datée du Cénomane supérieur par les *Neolobites*. La limite entre

(1) Les espèces nouvelles décrites par S. FRENEIX sont en cours de publication.

les deux étages peut être placée au niveau calcaire beige à Oursins, sans doute encore cénomarien. Elle ne correspond à aucune coupure dans la sédimentation, qui reste exempte de clastiques et essentiellement argileuse et chimique tout au long de la séquence. L'aspect lithologique des bancs calcaires et des lumachelles est également identique à ce qu'il est dans les autres régions et notamment au Damergou.

C. — RÉGIONS SITUÉES AU SUD-EST ET A L'EST D'ALANLARA

1. Région située à l'Est du mont des Addax

Les niveaux argileux et calcaires qui affleurent sporadiquement dans la région d'Alanlara disparaissent sous les dunes vers le Sud-Est. On en retrouve quelques rares affleurements isolés entre les cordons sableux de l'erg du Ténéré, notamment à l'Est et au Nord-Est du mont des Addax.

Dans cette dernière région, les grès grossiers roux à stratification entrecroisée du sommet de la formation d'Echkar ont un pendage d'environ 5° vers le Nord-Est. Ils sont interrompus par des failles nord-ouest sud-est qui peuvent se réduire à une grande flexure. Au-dessus des grès et de l'autre côté de la flexure, apparaissent des grès fins lités, des plaquettes de siltstone gris, des argiles

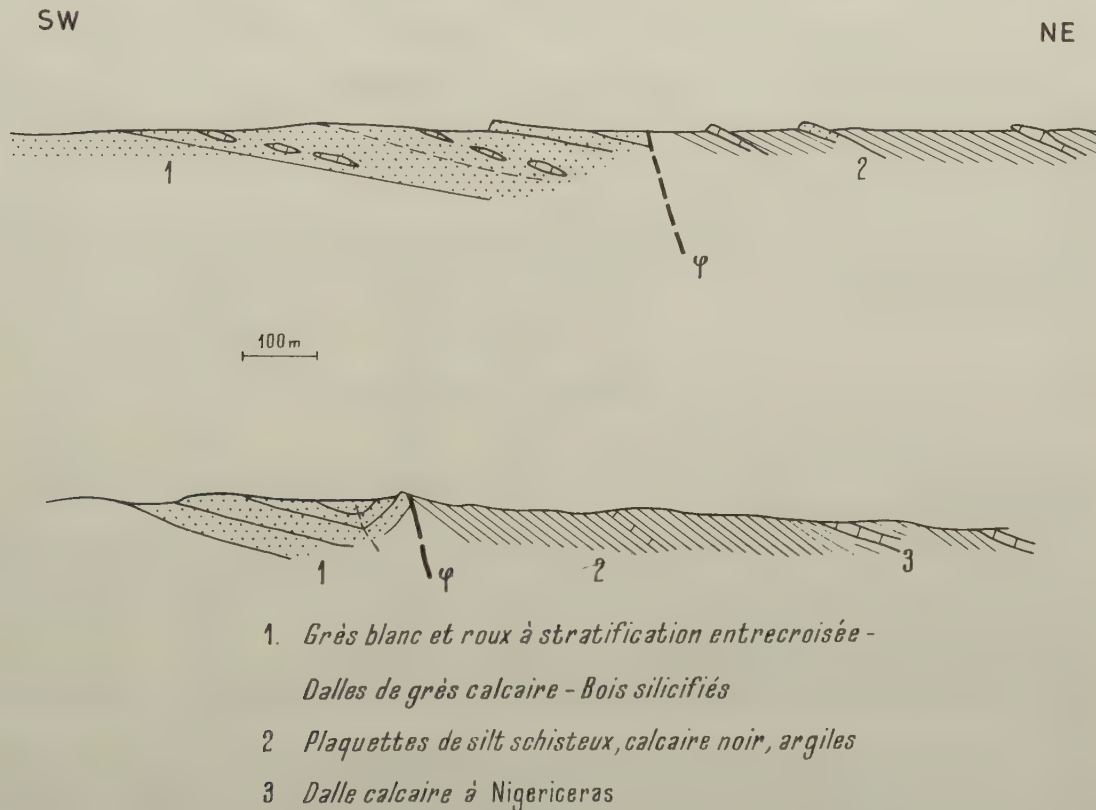


FIG. 57. — Coupes schématiques à l'Est du mont des Addax.

et de minces niveaux de calcaire noir à Lamellibranches appartenant à la formation d'Alanlara. Plus loin vers l'Est, les calcaires à Ammonites (*Neolobicerias*, *Nigericeras*) affleurent entre les dunes (fig. 57).

Au voisinage de la faille, des grès se chargent d'un ciment de barytine et peuvent être lardés de petits filonets clastiques. Au-delà, les niveaux d'Alanlara et ceux du Cénomano-Turonien dessinent de grandes structures synclinales et anticlinales le long de la fracture.

Vers le Sud-Est, d'autres affleurements ont été mis en évidence sur les photographies aériennes vers le 17° parallèle. Ils peuvent appartenir également aux niveaux argileux d'Alanlara et au Crétacé marin.

2. Région de l'Arbre du Ténéré

Entre Alanlara et l'Arbre du Ténéré, le sable masque presque totalement le soubassement. Jusqu'à 20 km de l'Arbre, les seuls affleurements observables sont les suivants, après les grès fins à dalles calcaires :

- Grès fins gris beige clair, à plaques noires finement litées
- 4 km plus à l'Est : grès blanc, passant à des calcaires gréseux à moules de gros Gastéropodes
- 1 km plus loin : grès fin blanc à empreintes de Bivalves, puis calcaires gris massifs.

Entre ces derniers calcaires et l'Arbre du Ténéré, seules des surfaces grises d'alluvions quaternaires apparaissent sous le sable.

Ces différents affleurements correspondent à des faciès lithologiques connus dans la formation d'Alanlara. C'est pourquoi nous les avons rattachés à cette dernière. Au Nord, apparaissent sporadiquement des grès roux assez grossiers, appartenant à la formation de Tanguérat. L'ensemble paraît dessiner une structure synclinale. Plus au Nord, quelques affleurements de calcaires à Gastéropodes sont peut-être l'indication d'un autre synclinal.

Il ne paraît donc pas possible de mettre en évidence dans cette région des niveaux plus jeunes que le Turonien. Nous verrons que de tels niveaux affleurent cependant largement dans la région de Termit, loin au Sud-Est.

3. Le puits de l'Arbre du Ténéré (fig. 58)

La coupe donnée par le puits de l'Arbre du Ténéré permet d'observer un dernier jalon des formations sédimentaires vers l'Est.

Sous 30 m d'alluvions quaternaires, apparaissent des grès très fins et des siltstones à minces niveaux argileux, compacts, blancs, gris, vert pâle ou violacés. Les déblais ont livré un fragment de Gastéropode et quelques débris d'os. Le faciès rapproche ces niveaux de la formation d'Alanlara, qui réapparaîtrait ainsi dans l'Est du fossé.

Au fond du puits, les grès présentent un net pendage vers le NNE. La valeur en serait de 12° d'après une mesure faite par P. RENAULT en 1954, au cours d'une étude effectuée en commun sur le puits.

En ce point, la géophysique signale une forte épaisseur de sédiments, sans doute plus de 1 000 m (fig. 59). On doit donc admettre que la série est complète et qu'elle comporte l'ensemble du groupe du Téfidet et de la formation d'Alanlara, tous deux au moins aussi épais que dans l'Ouest. La possibilité, à la base, de niveaux inconnus plus anciens n'est pas exclue.

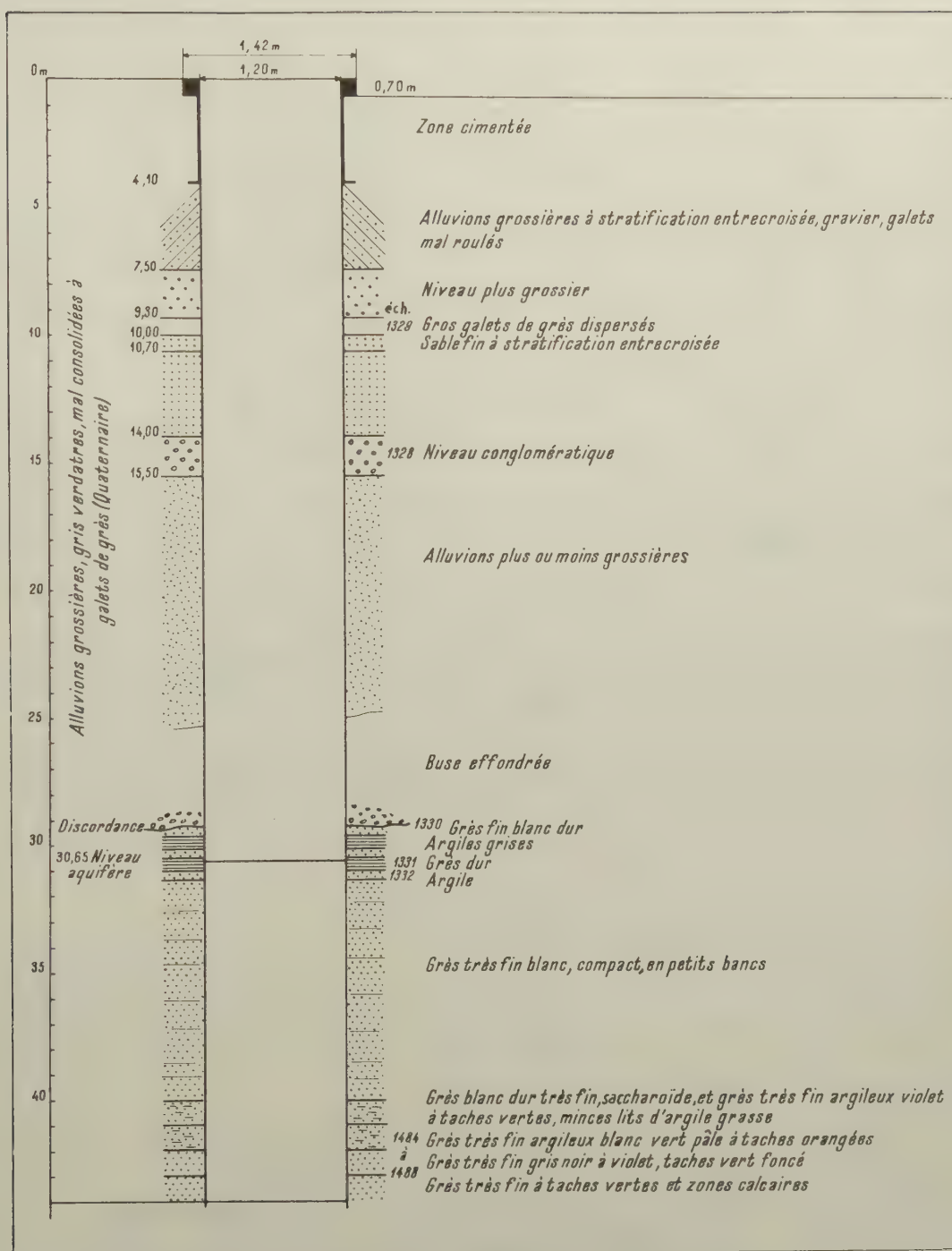
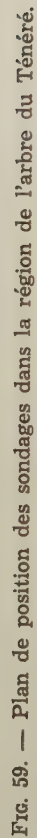


FIG. 58. — Coupe schématique du puits de l'Arbre du Ténére.

C. G. G. - 1954



D. — PÉTROGRAPHIE

1. Formation d'Alanlara

Macroscopiquement, les échantillons de la formation d'Alanlara sont à grains fins et souvent finement lités. Les niveaux sombres, bruns ou noirs, sont fréquents. Le calcaire est beaucoup plus abondant que dans les formations du Téfidet.

Au microscope, on peut distinguer les principaux types suivants :

a) Calcaire noir à débris de Lamellibranches (éch. 1405, 1406, 1429)

La structure litée est soulignée par les très nombreux débris orientés d'organismes (Lamellibranches).

La calcite, très fine, est localement recristallisée et limpide, notamment dans les tests. L'oxyde de fer brun est dispersé dans le ciment calcaire qu'il colore fortement. Un fragment phosphaté semble appartenir à un débris d'os cassé peu roulé.

Le quartz détritique est très fin ($35\ \mu$), peu abondant et dispersé. Les grains sont bien sphériques et assez arrondis. Ils semblent pouvoir être localement corrodés par la calcite.

Certains bancs calcaires de la formation d'Alanlara, absolument démunis de quartz détritiques, renferment de gros galets et fragments de calcaire très peu différents du ciment qui les entoure. Il semble que cela indique une reprise presque sur place des matériaux sédimentés. Il faut sans doute voir là l'action de courants sous-marins et non le résultat d'apports d'origine terrigène.

Les organismes se présentent au microscope sous forme de sections de fragments allongés, probablement de Lamellibranches. La calcite recristallisée limpide, à l'intérieur des débris, est postérieure à la structure lamellaire. Celle-ci est soulignée par le pigment d'oxyde de fer très abondant.

Dans d'autres lames, le quartz détritique est totalement absent.

b) Grès très fin homogène saccharoïde beige ou jaune (éch. 1483, 1494)

Les niveaux de grès de la partie inférieure ou moyenne de la formation d'Alanlara sont à grain beaucoup plus fin et homogène que les grès du Téfidet.

La structure est détritique, à quartz bien calibrés, jointifs et légèrement nourris. La taille dominante des quartz est de $120\ \mu$ avec les caractères suivants :

	Max.	Moy.	Min.
Dimension μ	160	120	40
Forme	9	7	3
Arrondi	6	4	2

Quelques quartz présentent des inclusions de rutile. On observe également quelques feldspaths plus ou moins altérés, un peu de muscovite, de tourmaline et de zircon, plus rarement de la biotite décolorée.

Le ciment (en dehors du quartz de nourrissage) est très rare et est réduit généralement à quelques taches d'oxyde de fer et de manganèse.

c) *Siltstone homogène à ciment argileux et calcaire*
(éch. 1492)

Les niveaux de grès très fin et de siltstone sont assez nombreux dans la formation d'Alanlara. L'échantillon suivant est de teinte vert clair. Au microscope, on observe une structure détritique très fine et homogène, à grains non jointifs, dans un ciment calcaire et phylliteux. Les quartz détritiques sont très fins, de la taille des silts, et présentent les caractères suivants :

	Max.	Moy.	Min.
Dimension μ	70	30	15
Forme	8	6	3
Arrondi	5	3	1

Il s'agit donc d'un siltstone. Le ciment est constitué de calcite très finement cristallisée, colorée en jaune vert pâle par un fin pigment phylliteux qui se retrouve en ciment et en réseau entre les quartz. L'ensemble est légèrement imprégné d'oxydes de fer. On trouve également un peu d'oxyde de fer en grain.

d) *Grès très fins et siltstone à ciment phylliteux*
(éch. 1486, 1487)

Parmi les déblais du puits de l'Arbre du Ténéré, on trouve des échantillons assez semblables où la taille des quartz est très fine, ce qui oblige à classer ces roches tantôt dans les siltstones, tantôt dans les grès très fins. Les quartz détritiques y présentent les caractères ci-dessous :

	Max.	Moy.	Min.
Dimension μ	140	60	16
Forme	8	6	3
Arrondi	5	3	2

On trouve, de plus, d'assez nombreux plagioclases et quelques microclines, de la muscovite, de la tourmaline, du zircon et des oxydes de fer. Le ciment phylliteux, jaune vert pâle, est abondant, en fines lames, parfois en lames plus développées. Il s'agit peut-être d'illite.

e) *Siltstone plissé*

Certains échantillons de siltstone sont finement lités et présentent parfois des plissements très serrés, lesquels sont probablement dus à des phénomènes suivant de peu la sédimentation mais précédant la compaction de la diagenèse.

Au microscope, les plissements sont soulignés par de l'oxyde de fer concentré dans certains lits.

f) *Calcaire gréseux à Gastéropodes*
(éch. 1502, 2070)

Ce niveau présente une structure détritique dans un fond de calcite recristallisée qui englobe de nombreux quartz d'environ 100 μ .

Les quartz ont un indice de sphéricité assez élevé, mais un indice d'arrondi assez faible. Ils ne sont pas jointifs et sont irrégulièrement distribués. En particulier à l'intérieur des sections de Gastéropodes, la calcite est bien cristallisée en grandes plages dénuées de clastiques.

Un autre échantillon, de grès à ciment calcaire et à Gastéropodes, provenant de l'extrémité nord de la formation d'Alanlara, renferme environ 70 % de quartz sous forme de grains assez bien calibrés compris entre 40 et 200 μ , avec quelques grains de plagioclases, microcline et des lamelles de muscovite détritiques. Le ciment de calcite représente environ 25 % de la roche et entoure les grains non jointifs ou les groupes de grains.

2. Cénomanién supérieur et Turonien inférieur

Calcaire à débris d'organismes et sections d'Ammonites (éch. 1416)

Le niveau calcaire gris supérieur du Sud d'Alanlara présente une structure recristallisée avec de nombreux débris d'organismes conservés. La calcite se présente sous trois formes : a) limpide et cristallisée, en remplissage dans les organismes; b) en ciment brun clair, très finement cristallisée, teintée d'oxyde brun ou opaque en pigment; c) largement cristallisée là où elle se substitue au test des organismes. Ceux-ci comprennent des débris de Lamellibranches et Gastéropodes et des spicules.

Entre les bancs calcaires, les niveaux argileux sont également très purs, finement feuilletés. La partie supérieure est généralement altérée. Du sable éolien récent pénètre dans les craquelures et se mêle à l'argile jusqu'à une profondeur dépassant 1 m.

E. — CARACTÈRES GÉNÉRAUX DE LA SÉDIMENTATION DANS LA RÉGION D'ALANLARA

L'examen de la série stratigraphique montre que le passage entre la sédimentation détritique grossière du groupe inférieur et la sédimentation extrêmement fine à bancs calcaires des niveaux les plus élevés ne se fait pas brusquement. On observe l'intercalation progressive des niveaux calcaires fossilifères au sein d'une série encore détritique, puis des récurrences gréseuses à stratification entrecroisée dans la partie supérieure argileuse et calcaire. Ces faciès de transition et le mélange de faunes d'origines continentale et marine caractérisent la formation d'Alanlara.

Ces faits prouvent l'absence de discordance majeure brutale entre le Crétacé inférieur et supérieur et l'installation progressive des conditions de sédimentation marine, après une longue période de dépôts détritiques terrigènes.

L'âge cénomanién supérieur et turonien inférieur des niveaux les plus élevés est bien daté par les faunes d'Ammonites à *Néolobites*, puis *Nigericeras*. La formation d'Alanlara subordonnée à ces niveaux ne renferme pas de fossiles très caractéristiques; mais les quelques Lamellibranches rencontrés sont sans doute cénomaniens et la formation peut être considérée comme appartenant essentiellement à cet étage.

En comparant les formations respectives de la région d'Alanlara et du Damergou, on note peu de différence entre les faciès du Cénomano-Turonien. En revanche, les formations de Farak et d'Alanlara sont loin d'être identiques. La formation de Farak admet des niveaux de grès grossiers; ceux-ci sont peu développés dans la formation d'Alanlara qui, au contraire, offre une proportion de calcaire et d'argile supérieure. Ceci peut se traduire en disant que les conditions de sédimentation qui prévalaient au Cénomano-Turonien s'étaient installées plus tôt à Alanlara qu'au Damergou. C'est-à-

dire que la composante de la transgression marine entre les deux points est dirigée du Nord vers le Sud.

F. — TECTONIQUE

Vers le Sud-Ouest, les formations sédimentaires sont séparées du socle de l'Aïr par une limite nord-ouest sud-est très rectiligne qui prolonge celle du Téfidet occidental.

Au Nord-Est, la limite entre le socle et le Sédimentaire est presque entièrement masquée par les recouvrements, mais la prolongation de la grande fracture indiquée par la géophysique sépare les quelques témoins de socle de ceux du Sédimentaire du Sud et de l'Ouest de l'Areschima.

Les deux limites occidentale et orientale du Sédimentaire sont donc parallèles et prolongent celles du Téfidet vers le Sud-Est. La région de l'Arbre du Ténéré et d'Alanlara appartient au même domaine tectonique que le Téfidet. Quelques témoins dans l'erg du Ténéré montrent son prolongement vers le Sud-Est. Au-delà, nous verrons que l'on retrouve des fractures de même direction dans la région des volcans de Gossolorom, au Nord de Termit.

La région d'Alanlara est constituée par un grand synclinal faillé sur son flanc sud-ouest et séparé du socle par une zone étroite d'anticlinaux et de petits horsts. Ceux-ci longent une fracture séparant le socle du Sédimentaire.

Les niveaux cénomaniens et turoniens sont affectés du même type d'ondulations synclinales et anticlinales que les niveaux du Téfidet. Ils sont également recoupés par le même type de fractures.

Dans les deux régions, les ondulations semblent la conséquence d'un léger serrage des couches du compartiment effondré entre des failles inclinées vers la partie abaissée.

1. Age du fossé du Téfidet

Le Crétacé inférieur (groupe du Téfidet) est coupé par les failles majeures et se retrouve localement relevé à la verticale le long des fractures bordières.

La concordance stratigraphique du Céno-mano-Turonien sur le groupe du Téfidet indique l'absence de mouvement de ce type avant le Turonien.

A l'Est de l'Aïr, les fractures accompagnées d'effondrement et de légers plissements sont donc des accidents postérieurs au Turonien.

Faute de terrain plus récent que le Turonien dans la région étudiée ici, il n'est pas possible de donner une limite d'âge supérieure à la fracturation du fossé. Nous verrons dans le prolongement de ce domaine, notamment à Termit, que ces mouvements affectent le Crétacé le plus élevé tout en étant sans doute antérieurs à l'Eocène.

Le fossé daterait donc de la fin du Crétacé ou du début du Tertiaire.

Mais, après sa formation, l'activité tectonique n'est pas achevée; elle explique l'aspect morphologique actuel de la région.

2. Le bombement de l'Aïr

La morphologie de la région du Téfidet et de l'Aïr en général nous a révélé que, postérieurement aux effondrements, le massif a subi un lent mouvement de surrection qui se poursuit au cours du Quaternaire.

Ceci est démontré par la composante générale des pendages moyens, qui est dirigée du massif vers le Ténéré. L'altitude moyenne des niveaux correspondants est bien plus élevée dans la partie montagneuse que dans la plaine. On peut citer, pour les différents niveaux, un abaissement progressif d'environ 500 m pour 100 km, ce qui représente une pente générale d'un tiers de degré environ.

Ce bombement a permis à l'érosion, sans doute au cours du Tertiaire et du Quaternaire, de déblayer une part importante des grès précédemment déposés à l'emplacement de l'Aïr. Les grès restés en dehors du fossé avaient sans doute déjà été fortement démantelés après l'effondrement et avant le bombement et il n'en reste actuellement que de rares témoins. Au contraire, les grès enfoncés entre les failles du Téfidet n'ont pu être que partiellement entaillés. Leur position effondrée les protégeait assez bien de l'érosion. Ils ont cependant été profondément découpés en falaises abruptes et les niveaux les plus élevés, qui comprenaient peut-être, à l'origine, des formations du Crétacé supérieur, ont totalement disparu.

Dans le Sud, à partir d'Alanlara, le soulèvement n'a pas été suffisamment intense pour permettre une érosion aussi poussée et des formations stratigraphiques plus élevées ont été préservées jusqu'à nos jours.

3. Phases tectoniques successives à l'Est et au Sud de l'Aïr

Trois phases tectoniques successives peuvent donc être maintenant distinguées à la suite des observations précédentes :

a) UN LENT MOUVEMENT D'ENFONCEMENT

La progression graduelle des dépôts de l'Ouest vers l'Est pendant le « Continental intercalaire », puis l'établissement progressif d'une sédimentation plus fine au Cénomanién, sont l'indication d'un déplacement lent des aires d'accumulation et d'un enfoncement de vastes secteurs. Ceci est la conséquence de grands mouvements de bascule se perpétuant à travers plusieurs périodes et se déplaçant latéralement sur de grandes étendues. Dans les secteurs que nous venons d'examiner, l'enfoncement a atteint entre quelques centaines de mètres et près de 1 000 m au cours de la première moitié du Crétacé. Pendant le même temps, l'aire de sédimentation s'est avancée latéralement vers l'Est.

b) UN EFFONDREMENT BRUTAL, LIÉ A DES FRACTURES DONT LE JEU EST LIMITÉ DANS LE TEMPS

La zone effondrée du Téfidet-Alanlara est le résultat d'une intense fracturation qui a affecté un secteur limité, vers la fin du Crétacé ou le début du Tertiaire. Sur une courte distance, l'abaissement relatif des compartiments effondrés peut atteindre plusieurs centaines de mètres. Ces mouvements sont restreints dans l'espace à de longues fractures ou à des zones étroites. Des ondulations de quelques kilomètres de largeur accompagnent ces failles.

c) UN SOULÈVEMENT GÉNÉRAL DU MASSIF DE L'AÏR DÉBUTANT PEUT-ÊTRE APRÈS L'EOCÈNE

Ce mouvement de grande ampleur est révélé par la disposition générale de la couverture sédimentaire qui se trouve soulevée en même temps que le massif cristallin. C'est à ce soulèvement que l'on doit le rajeunissement de la morphologie. Il semble s'être produit pendant une longue période et il est possible qu'il se poursuive encore de nos jours. Il peut entraîner le rejeu de certaines failles et être à l'origine du volcanisme récent.

L'amplitude et la durée du mouvement sont du même ordre de grandeur que celles du lent enfoncement signalé précédemment.

Ces trois phénomènes dérivent de deux processus principaux :

A. — Des enfoncements progressifs ayant pour contrepartie des soulèvements dans d'autres secteurs. Ces mouvements affectent de vastes étendues et se produisent au cours de périodes assez longues.

B. — Des effondrements brutaux qui sont limités à des zones de fractures étroites et dont la phase paroxysmale est de brève durée.

G. — EXTENSION DE L'AIRE DE SÉDIMENTATION AU CRÉTACÉ

Les failles limitant la région sédimentaire à l'Est de l'Aïr étant postérieures au Turonien, on peut en déduire qu'au Crétacé inférieur et moyen l'aspect du pays devait être bien différent de ce qu'il est devenu après la formation du fossé du Téfidet.

Les témoins de grès du groupe du Téfidet situés en dehors du fossé, malgré leur nombre restreint et leur faible étendue, attestent que l'aire de sédimentation, au Crétacé inférieur, intéressait une région plus vaste que l'emplacement du futur fossé. L'épaisseur des grès fait penser que leur extension devait être assez considérable au-delà des actuels témoins.

De plus, l'amincissement des séries vers le Sud se faisait obliquement par rapport à la direction du futur fossé. Celui-ci ne correspond donc pas à un sillon où la sédimentation avait été plus active.

Il est par conséquent certain qu'au Crétacé inférieur, la partie orientale de l'actuel massif de l'Aïr se présentait comme une zone basse de sédimentation. Comme aucune discordance majeure ne sépare le Crétacé inférieur du Crétacé moyen et supérieur, il est vraisemblable que toute la région a continué à s'enfoncer à cette période pendant laquelle se déposaient les argiles et les calcaires à Ammonites.

Ces niveaux, qui sont en effet pratiquement dépourvus d'éléments détritiques, même fins, ne se situaient sans doute pas dans une zone littorale. Nous verrons plus loin que l'attapulgite y apparaît parmi les minéraux argileux, et nous constaterons que, dans les autres bassins, ce minéral n'existe pas près du littoral et ne prend de l'importance qu'à une certaine distance de la côte.

L'extension de la mer cénomaniennne et turonienne ne peut être précisée, car la majorité des témoins ont été enlevés ultérieurement par l'érosion. Mais il est probable que cette mer dépassait largement le cadre de l'actuel fossé et s'étendait sur une partie peut-être importante de l'actuel massif de l'Aïr.

H. — RÉSUMÉ DES FAITS MIS EN ÉVIDENCE LORS DE L'ÉTUDE DES RÉGIONS SITUÉES A L'EST DE L'AÏR

Les dépôts détritiques de l'Est de l'Aïr antérieurs au Cénomanienn peuvent être mis en parallèle avec ceux du groupe du Tégama. Il est très vraisemblable qu'ils aient été en continuité avec ceux-ci.

La présence, à l'Est de l'Aïr, des sédiments de la série stratigraphique allant jusqu'au Cénomanienn et au Turonien marin inclus est un fait nouveau, inattendu à proximité immédiate du massif cristallin de l'Aïr.

Ceci s'explique par la position tectonique particulière des témoins sédimentaires, effondrés dans un fossé limité par des failles. Il est probable qu'avant l'effondrement les dépôts avaient une extension notablement plus vaste. La fracturation du Téfidet a été précédée de grands mouvements de bascule qui ont contrôlé les aires de répartition des sédiments. Elle a été suivie d'un soulèvement général qui semble se poursuivre au Quaternaire.

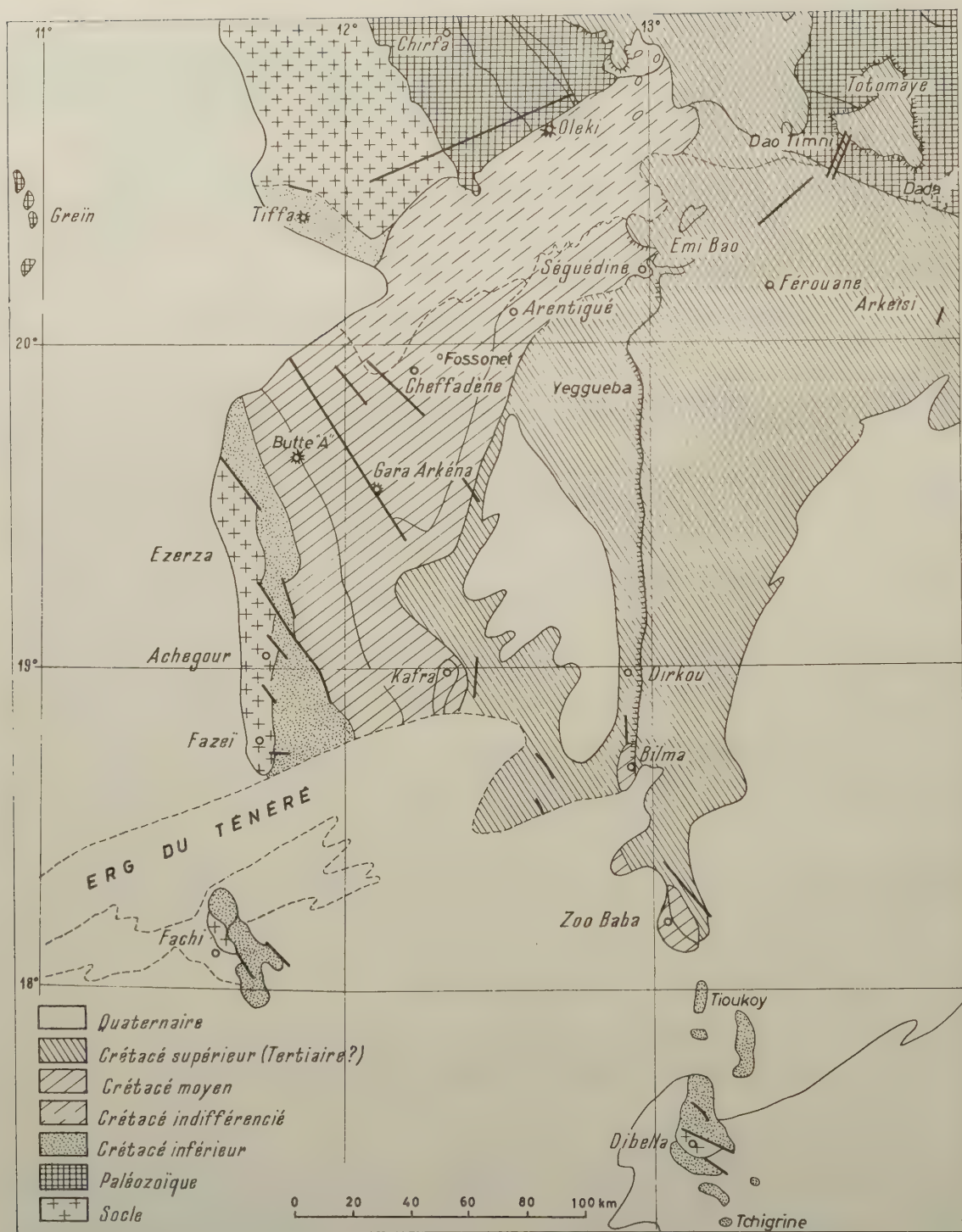


FIG. 60. — Esquisse géologique du bassin de Bilma.

CHAPITRE IV

LE BASSIN DE BILMA ET LA RÉGION SITUÉE AU NORD DU TCHAD

GÉOGRAPHIE

Limitant vers l'Est l'immense plaine du Ténéré proprement dit, une ligne de rochers ensablés définit la falaise discontinue qui s'étend d'Ezerza à Fazeï et Fachi. La hauteur des reliefs croît du Nord vers le Sud pour atteindre près de 180 m au-dessus de la plaine à Fachi.

L'ensablement est important dans toute la région et s'amplifie du Nord au Sud. On passe de nappes de sable peu épaisses à de longs cordons d'abord isolés, puis groupés en faisceaux, qui forment l'erg du Ténéré au Sud de Fazeï.

A l'Est de la ligne rocheuse précédemment définie, des « garas » isolées pointent à travers les sables (gara Arkéna, Ndjesomi, Tiguedelane) et forment parfois de petits massifs (Kafra) (fig. 53). Plus rarement, des regs peu étendus se développent à partir d'affleurements rocheux isolés. (Est d'Ezerza, Nord de Kafra, Cheffadène).

La falaise de Bilma est l'élément topographique majeur. Elle s'étend d'une façon continue sur 150 km, du Nord de Séguédine jusqu'au Sud de Bilma. Sa hauteur est d'autant plus imposante qu'elle domine la profonde dépression de la ligne d'oasis du Kaouar. Le sommet de la falaise se trouve à près de 200 m au-dessus des cuvettes, mais ne dépasse que d'un peu plus de 100 m la haute plaine ensablée de l'Ouest, qui s'abaisse graduellement vers l'Est, puis assez rapidement quelques kilomètres avant le Kaouar.

A l'Est de la falaise, le plateau se poursuit, accidenté de chicots rocheux. Il finit par s'ensabler sous l'erg qui s'étend au-delà de la frontière de la République du Tchad, jusqu'aux abords du Tibesti.

Dans tout ce secteur la végétation arbustive fait défaut, sauf dans les oasis de la dépression du Kaouar et de quelques rares cuvettes privilégiées : oasis de Fachi, de Cheffadène, de Fossonet, d'Arentigué, et dans la dépression située aux pieds de la gara Arkéna. Les points d'eau d'Achegour et de Kafra ne sont signalés par aucun arbuste. Cette végétation, composée de dattiers dans les oasis, comprend également quelques épineux, dont les plus remarquables sont les grands kandilis de Teggeret, dans le Nord de l'oasis de Fachi. Ils semblent d'un âge respectable et apparaissent comme des reliques d'une forêt, témoignant d'une époque plus humide.

Les points d'eau sont peu nombreux. En dehors des lignes d'oasis du Kaouar et de la cuvette de Fachi, on ne peut citer que le puits d'Achegour et les puits-sources de la ligne Cheffadène, Fossonet, Arentigué, marqués soit par une légère humidité permanente du fond des cuvettes, soit par des points d'eau peu profonds. Dans le fond de la cuvette de Kafra, les venues d'eau dans les excavations

pratiquées dans le sable sont fortement natronées et impropres à la consommation courante. Les points d'eau les plus abondants sont situés dans la cuvette du Kaouar; il s'agit de puits peu profonds, de mares ou de sources, ces dernières étant souvent situées au sommet de petites buttes de sable qui dominent la dépression de plusieurs mètres. Les salines, où l'eau saumâtre est à faible profondeur, se trouvent au fond de la zone basse qui s'étend parallèlement à la falaise.

Aux différents types de paysages qui se rencontrent d'Ouest en Est : immense plaine ensablée, seulement accidentée par quelques buttes parfois alignées en falaises, dépression du chapelet des oasis du Kaouar, plateau de Bilma limité à l'Ouest par une falaise abrupte, se superpose enfin l'erg Tibesti-Aïr (erg du Ténéré), allongé du Nord-Est au Sud-Ouest.

L'étude géologique comportera la description de trois régions :

1. Région périphérique du bassin de Bilma.
2. Région interne et septentrionale du bassin de Bilma.
3. Le Nord du bassin du Tchad (la région d'Agadem).

1° — RÉGION PÉRIPHÉRIQUE DU BASSIN DE BILMA

Nous examinerons dans ce chapitre les affleurements situés sur le pourtour occidental méridional du bassin de Bilma, qui comprend les terres reposant directement sur le socle.

A. — DESCRIPTION GÉOLOGIQUE RÉGIONALE

1. Région d'Ezerza

a) COUPE A 40 KM AU NORD D'EZERZA (fig. 61)

Les premiers affleurements rencontrés en venant du Nord se situent à 70 km au Nord du puits d'Achegour. Dans la zone déprimée qui s'étend à l'Ouest des reliefs, on observe par place quelques boules de plusieurs mètres carrés d'une granodiorite sombre. A l'Est, surplombant la granodiorite, des bancs de grès forment une falaise d'une quarantaine de mètres, brutalement interrompue par une faille qui redresse les bancs à près de 60° et qui est responsable du relief

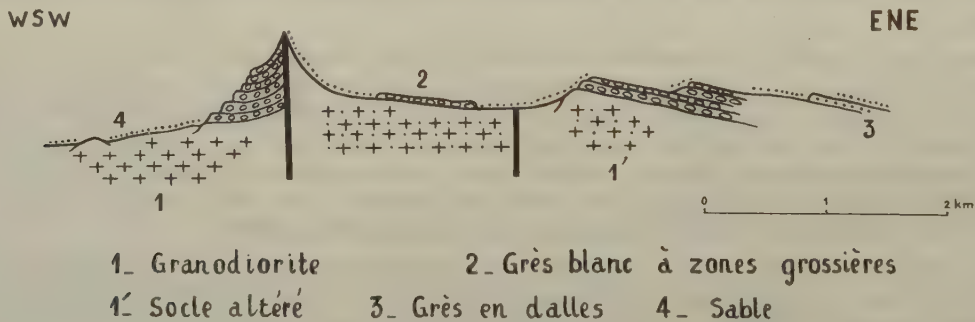


FIG. 61. — Coupe à 40 km au Nord d'Ezerza.

saillant de cette avant-falaise. Au-delà de l'accident, on retrouve le socle sous un aspect très altéré, avec un témoin de grès dans un compartiment abaissé au pied d'une deuxième falaise moins élevée. Le contact des grès sur le socle altéré se fait par l'intermédiaire d'une zone arkosique à gros quartz anguleux. Plus à l'Est, sur deux kilomètres, on observe quelques bancs de grès assez fin, en dalles faiblement inclinées vers l'ENE, avec un pendage de l'ordre de 2 à 3°. Le dernier affleurement apparaît à 3,7 km à l'Est du socle. La direction et le pendage sont les mêmes. Les grès se présentent en dalles marrons; ils ont un grain assez fin, mais comportent des zones plus grossières où les quartz sont de l'ordre du millimètre. En admettant un pendage moyen de 2°5, on trouve une puissance de 150 m pour la série gréseuse entre le socle et la dalle de grès marron. Plus à l'Est s'étend une zone de sable de 16 km jusqu'au pied d'une butte remarquable que nous étudierons plus loin, mais où les pendages sont de même sens et de l'ordre de 2 à 5°.

b) COUPE A 20 KM AU NORD D'EZERZA

Un deuxième bloc d'affleurement existe entre le précédent et Ezerza : c'est un fragment de plateau surplombant la dépression occidentale d'une vingtaine de mètres et s'enfonçant doucement vers l'Est. La longueur de ce bloc est du même ordre de grandeur que pour le bloc nord : 14 km dans le sens Nord-Sud.

L'ensablement de la falaise est assez important et, par suite, le socle n'a pas été observé à la base de la coupe, mais il existe plus au Sud-Sud-Ouest en direction d'Ezerza. La série sédimentaire se présente comme suit, d'Ouest en Est : à la base, 15 m de grès blanc à beige, à zones grossières soulignant des stratifications entrecroisées. On note également des surfaces à ripple marks. Les grès sont localement très quartzifiés. A 600 m plus à l'Est, soit sensiblement à une vingtaine de mètres au-dessus, apparaissent quelques grès ferrugineux, suivis, 2,7 km plus loin, par des grès beige rosé à jaunes, assez grossiers, saccharoïdes et des grès blancs à grain fin. Ceux-ci forment les derniers niveaux vers l'Est, avant une étendue de 20 km cachant quelques bancs de calcaire. Compte tenu du pendage d'environ deux degrés vers l'Est-Nord-Est, la puissance de la formation gréseuse observée dépasse 125 m.

Vers le Sud, une étendue de 10 km, couverte de sable, sépare ce compartiment du plateau gréseux de la région d'Ezerza.

c) COUPE D'EZERZA

On retrouve à Ezerza la même série. Elle apparaît décalée vers l'Ouest par rapport à la direction des couches de l'affleurement précédent. Les buttes les plus élevées, surplombant la plaine de près de 50 m, jalonnent une importante faille qui borde le plateau vers l'Ouest. Le socle, de part et d'autre de la faille, est constitué d'arkose noire qui s'altère dans des teintes gris verdâtre et est recoupée de filonets de quartz d'un centimètre d'épaisseur. La direction du socle est voisine de NW-SE (300°), avec de forts pendages vers le Nord-Est. Ces arkoses constituent un chapelet de petites buttes à l'Ouest de la faille principale. Elles émergent au milieu des couches lacustres à diatomite quaternaire qui occupent le fond des dépressions.

Les buttes principales sont constituées de grès blanc à gris, à ripple marks, fortement quartzifié par le passage de la faille, le long de laquelle les pendages atteignent 45°. Les grès renferment de très nombreuses empreintes végétales cannelées du même type qu'à Fachi et analogues à certaines empreintes de Dibella, où elles sont associées à des Angiospermes dicotylédones d'âge crétacé inférieur.

A l'Ouest des buttes principales soulignant la ligne de fracture et au-dessus du socle, apparaît le plateau proprement dit à faibles pendages ouest. Les grès présentent le même faciès que tout au long de la ligne d'affleurement : il s'agit de grès blancs assez fins à niveaux grossiers ou conglomératiques de 10 à 20 cm d'épaisseur. Les galets de quartz peuvent atteindre de 2 à 5 cm. La stratification entrecroisée et oblique est fréquente.

2. Région de Tiffa

Le socle précambrien de la bordure occidentale du Djado s'étend jusqu'au Nord de Tiffa, à 70 km au Sud-Ouest de Chirfa, où il marque la limite nord du bassin de Bilma.

Au Sud d'un filon de quartz, des grès grossiers localement quartzifiés constituent les rochers de Tiffa. D'autres affleurements sporadiques se rencontrent en direction de l'Oléki et de Cheffadène (fig. 60 et 76).

Il s'agit de grès-quartzite gris et de grès rouges ou beiges, grossiers et hétérogènes avec des quartz dispersés atteignant 3 cm. Ils présentent le même faciès que les grès d'Ezerza et sont sans doute à rattacher à la même formation qui repose, ici également, sur le socle.

3. Région d'Achegour

a) COUPE ENTRE EZERZA ET ACHEGOUR (fig. 63)

La coupe suivante a été relevée à 16 km au Nord d'Achegour, soit à 6 km au Sud de la butte principale d'Ezerza. Le socle est constitué d'arkose schisteuse et d'arkose noire dure et massive, dont le pendage de 45° est dirigé vers le Nord-Est. Le contact de la discordance des grès d'Achegour sur ce socle arasé est nettement visible; il se fait par l'intermédiaire d'une surface rubéfiée à galets de quartz laiteux mal roulés pouvant atteindre plusieurs centimètres; au-dessus de cette surface, on note deux mètres de grès beige assez fin, à galets de quartz de 3 cm et à stratification entrecroisée. Le reste de la série gréseuse est constitué de grès blanc fin à lits de graviers. La stratification oblique est assez fine, comprise dans des bancs de 20 cm. La roche présente une patine grise assez développée indurant fortement les blocs rocheux en surface. Plusieurs failles marquées par des brèches tectoniques recoupent la série. Les zones silicifiées sont fréquentes à leur voisinage, où l'on observe également de nombreux filonets d'opale.

A l'Est de cette coupe, quelques bancs de grès beige rosé assez fin émergent du sable. A 4 km, le dernier affleurement gréseux est constitué de grès assez fin en dalles à stratification entrecroisée se présentant en gros blocs creusés en forme d'auge de 40 sur 80 cm. Ces affleurements jalonnent une faille qui limite la formation gréseuse à l'Est: plus à l'Est, les affleurements rencontrés dans le sable appartiennent au Crétacé marin à niveaux calcaires, que nous étudierons dans le chapitre suivant. Vers le Sud, la faille est marquée par une brèche tectonique à ciment d'oxyde de fer et à fragments de grès quartzifié dont la taille varie de quelques millimètres à plusieurs décimètres.

b) COUPE A 15 KM AU SUD D'ACHEGOUR (fig. 62)

Le socle schisteux, en partie masqué par la diatomite à plaques de calcaire lacustre du fond de la dépression, affleure au pied d'une avancée de la falaise, à 15 km au Sud du puits d'Achegour. On peut relever la coupe suivante, de haut en bas (fig. 62) :

Niveaux	Puissances	
5	5 m	Grès fin à grossier, à patine grise, en gros bancs, à stratification entrecroisée.
4	3 m	Grès beige blanc, à grain fin saccharoïde, poudreux.
3	2 m	Grès grossier, quartzifié, lité, terminé par un joint de silt blanc.
2	0,20 m	Niveau rubéfié, surface de discordance, débris de quartz anguleux.
1	4 m	Socle schisteux plissoté à bandes feldspathiques altérées.

Vers l'Est, les affleurements de grès se poursuivent pendant 5 km, avant de disparaître sous le sable.

L'ensemble gréseux de toute cette région définit la *formation d'Achegour*.

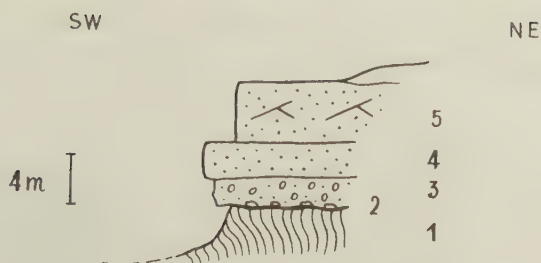
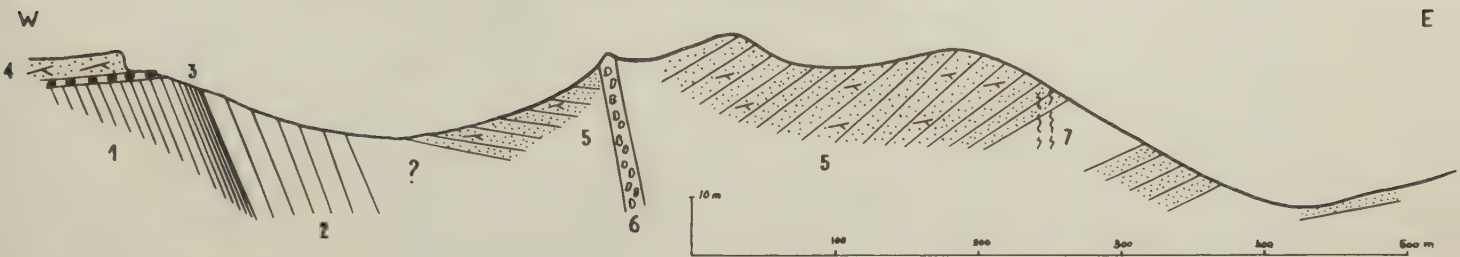


FIG. 62. — Coupe à 15 km au Sud d'Achegour.



- 7. Petits filonets d'opale blanche lardant les grès
 - 6. Brèche de faille à éléments de quartzite, blocs de grès quartzifié basculés, verticaux
 - 5. Grès blanc fin lité à lits de gravier (3mm), en dalles et bancs à patine grise. Stratification entrecroisée en lits de 20cm
 - 4. 2m de grès beige à blanc, assez fin, à galets dispersés, assez scoriacé (traces de stratification entrecroisée)
 - 3. Surface rubéfiée, à galets de quartz laiteux
 - 2. Arkose noire, dure, massive, sonnante (éch. 2401)
 - 1. Arkose litée schisteuse (1cm à 10cm) se débitant en petits fragments de 1 à 5cm (éch. 2402)
- Grès d'Achegour (Crétacé inférieur)
- Socle précambrien

FIG. 63. — Coupe entre Ezerza et Achegour.

4. Région de Fazeï

Vers le Sud, la formation gréseuse se retrouve dans des lambeaux de falaise et dans deux pitons qui dominent la dépression de Fazeï d'une cinquantaine de mètres. La région est recoupée par de nombreuses failles responsables des faciès très quartzifiés (fig. 64). On retrouve le même ensemble pétrographique que plus au Nord : grès plus ou moins grossiers à stratification entrecroisée reposant sur le socle. Celui-ci est constitué de quartzites et de schistes recoupés par un granite affleurant au Sud-Est des puisards natronés de Fazeï.

Le dernier affleurement de grès a été observé à 10 km au Sud-Est de Fazeï, à la limite nord de l'erg, soit à 50 km au Nord-Nord-Est des affleurements les plus septentrionaux de la région de Fachi.

5. Région de Fachi

Une autre zone d'affleurements importants, donnant lieu à quelques hautes crêtes, s'étend sur 40 km du Nord au Sud, dans la région de Fachi (fig. 65).

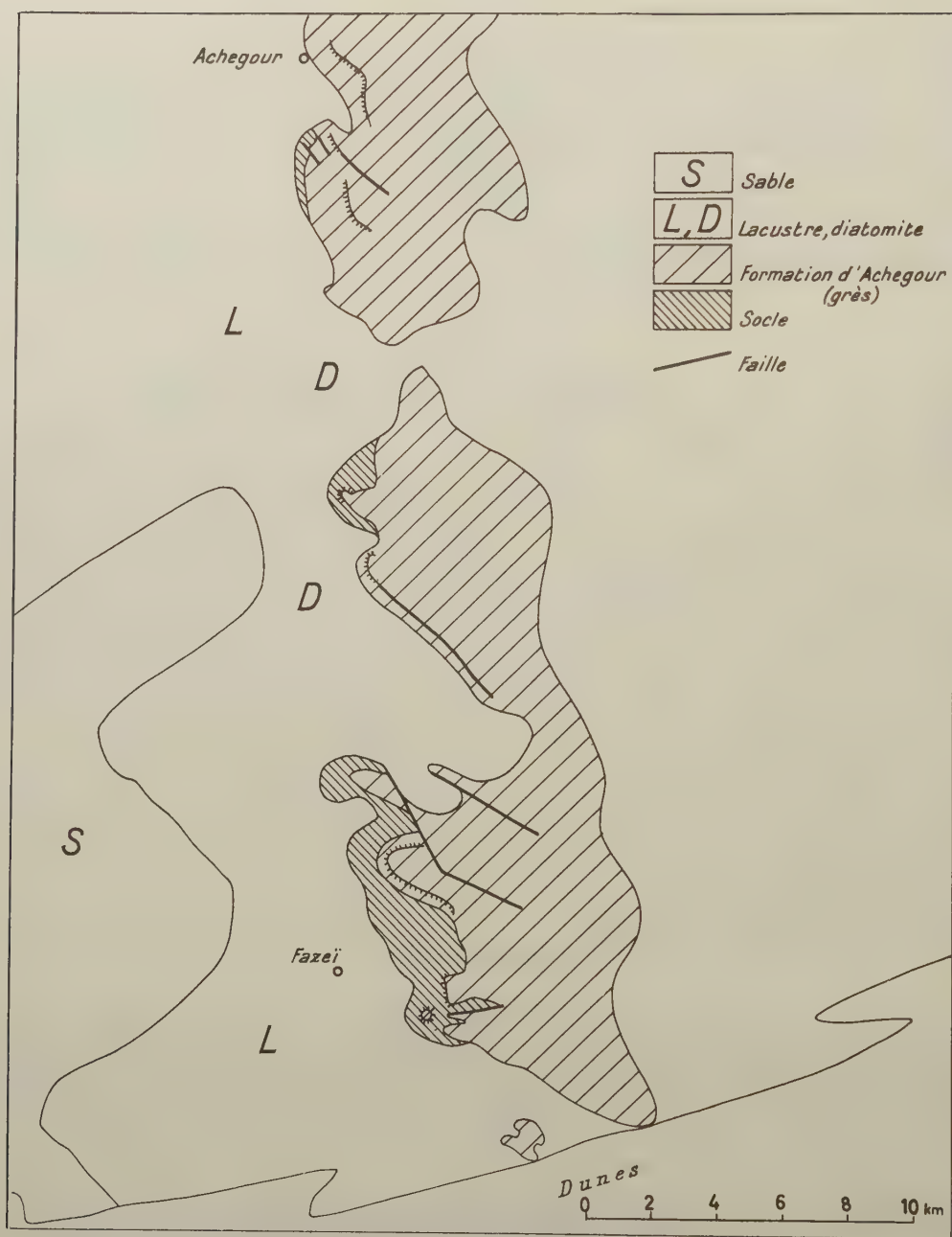


FIG. 64. — Esquisse de la région de FAZEÏ.

A l'Ouest, la profonde dépression de l'oasis est encombrée de dépôts lacustres quaternaires qui masquent le soubassement; mais quelques reliefs situés en avant de la falaise, et la base de plusieurs coupes montrent des affleurements du socle.

La puissante série gréseuse qui vient en discordance au-dessus du Précambrien supposé, se présente sous un aspect identique à celui des régions d'Achegour et de Dibella.

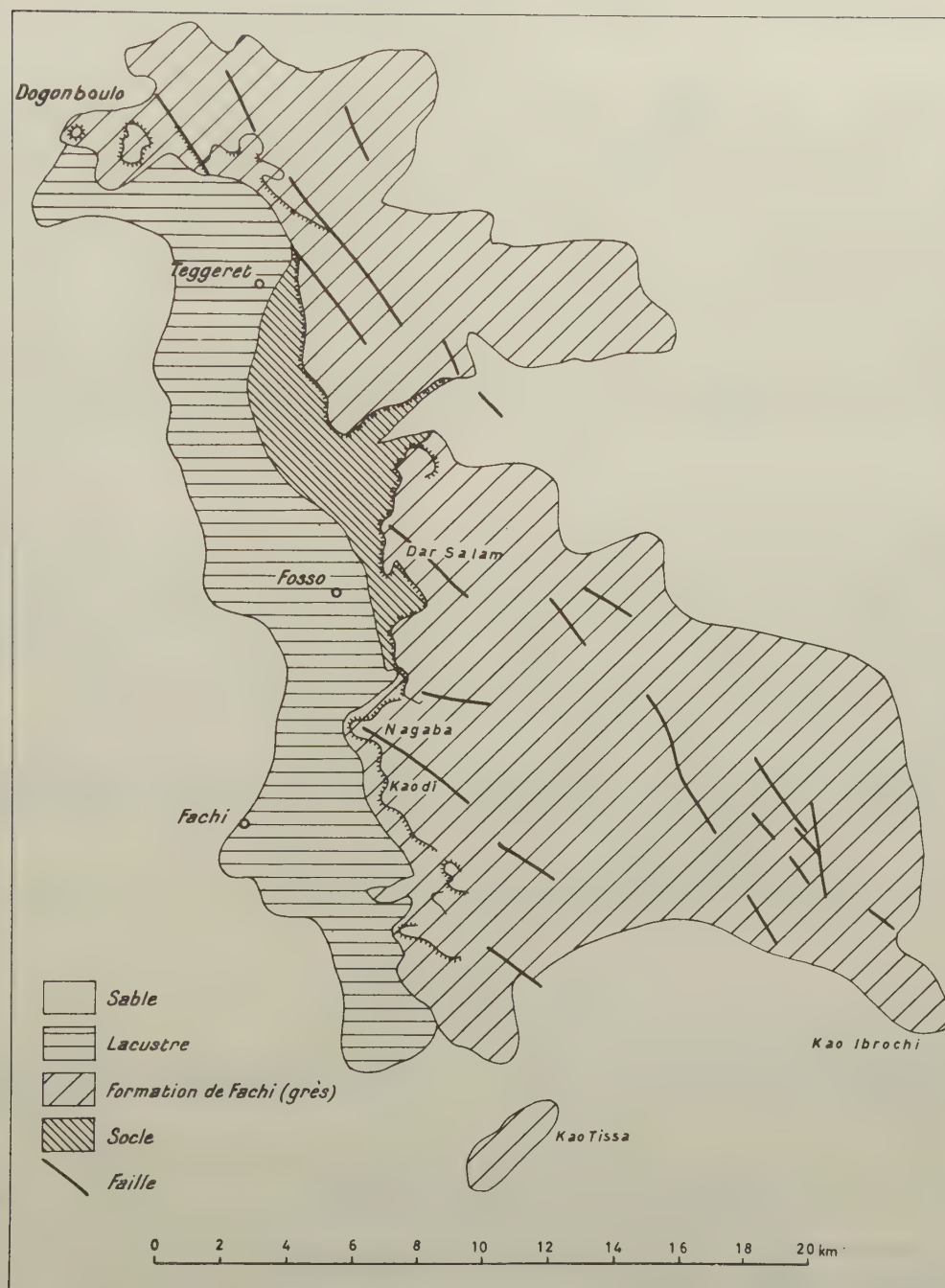


FIG. 65. — Esquisse du massif de FACHI.

Examinons divers points du massif, du Nord au Sud :

a) DOGONBOULO

La dépression de Dogonboulou est occupée par de la diatomite, à débris de Siluridés et de coquilles lacustres, qui se présente en gros bancs contournés, parfois redressés sur plusieurs mètres. Le socle n'est pas visible. A l'Ouest de la source, on observe environ 80 m de grès blanc, à stratification entrecroisée, en bancs massifs quartzifiés. Ces grès, à grain assez fin, admettent des passées grossières et se terminent par une dalle à ripple marks. Une faille marquée par une brèche ferrugineuse silicifiée d'un mètre de large traverse l'affleurement, qui présente des pendages aberrants. En se dirigeant vers l'Est, on recoupe plusieurs failles nord-ouest sud-est soulignées par d'importantes zones bréchiques à ciment d'oxyde de fer, qui empêchent de situer stratigraphiquement les affleurements de grès les uns par rapport aux autres. On note comme faciès pétrographiques un grès gris induré et des grès fins homogènes beiges, roses, orangés, qui, dans les coupes suivantes, occupent une position élevée dans la série. Dans le sens est-ouest, les affleurements s'étendent sur une zone de 8 km de largeur, entre les formations lacustres à l'Ouest et l'erg à l'Est.

b) TEGGERET

Au Sud-Est de Teggeret, un compartiment relevé entre des failles fait affleurer largement le socle précambrien et permet l'observation de la base de la formation gréseuse. Le socle est constitué d'arkose et de conglomérats noirs légèrement métamorphiques et fortement indurés. Les galets, bien roulés et dispersés dans un ciment d'arkose, sont également noirs et constitués de la même matière que le ciment; ils ont en général plusieurs centimètres de diamètre et adhèrent fortement à la gangue. La base de la formation gréseuse discordante sur ce socle précambrien est constituée de grès grossiers et de conglomérats de teinte claire, blanche, rose ou rouge, à galets de quartz.

La coupe relevée à 4 km au S-SE de Teggeret se présente comme suit, de haut en bas :

- 20 m Grès grossier ou conglomératique, à passées de graviers et galets de quartz dispersés, assez tendre, de teinte beige à zones rouges, à stratification entrecroisée. Entre les gros bancs, on note des lits de 10 cm de grès très fin à muscovite, de teinte blanche à rose.
- Discordance.
- Socle : arkose et conglomérat légèrement métamorphique de teinte noire, partie supérieure altérée de teinte claire.

c) DAR SALAM

La haute falaise de Dar Salam domine les salines de Fosso de près de 200 m et borde, au Sud, la trouée qu'emprunte la piste de Bilma. Sur la face nord, le socle monte à 50 m dans la falaise et l'on note la coupe suivante :

- 130 m Grès fin à moyen, de teinte grise, à stratification entrecroisée, correspondant aux niveaux dont des coupes sont données plus loin.
- 20 Grès grossier localement conglomératique, induré, de teinte beige orangé, à stratification entrecroisée, formant abrupt.
- 0,10 m Niveau à galets de quartz d'environ 5 cm, reposant sur la surface de discordance.
- 50 Socle : arkose noire.

La base de la falaise est masquée par des formations lacustres à plaques calcaires à moules de roseaux (*Phragmites*) et débris de *Siluridés*.

Sur la face sud de la falaise, on relève la coupe suivante :

- 10 m Grès fin à moyen, à lits grossiers, à stratification entrecroisée, localement quartzifié, se présentant en gros blocs surmontant des grès jaune orangé à rouge.
- 21 Grès tendre, beige rosé, blanc, zoné, à nodules ferrugineux, stratification entrecroisée et ripple marks.
- 4 Grès moyen en dalles quartzifiées de 20 cm d'épaisseur.
- 16 Grès très grossier, conglomératique, en bancs massifs de 1,50 m, stratification entrecroisée, galets de quartz atteignant 3 cm. Niveaux plans à empreintes en creux correspondants à des galets tendres disparus.
- 87 Discordance.
- Socle : arkose noire à bleuâtre, pendage 30° vers le Sud-Ouest, localement lardée de petits filonets de quartz.

La base de cette coupe se situe à 1 km au Nord-Est des salines de Fosso.

d) NAGABA KAO BOULA

La coupe suivante a été relevée dans la partie de la falaise située entre Fosso et Fachi (fig. 50). Les 40 premiers mètres sont masqués et le socle n'a pas été observé à la base. La partie supérieure de la coupe est constituée par une muraille de brèche de faille qui forme une crête de 10 m de large allongée dans le sens NW-SE.

De haut en bas, la coupe de Nagaba Kao Boula (1) offre la succession suivante (fig. 66) :

Niveaux	Puissances	
20	15 m	Crête formée d'une brèche de faille à ciment ferrugineux emballant des blocs de quartzite cassés de moins de 1 cm à plusieurs décimètres.
19	30 m	Grès quartzifié blanc, à grain fin, à stratification entrecroisée et oblique comprise dans des bancs de 2 à 50 cm.
18	1 m	Quartzite gris blanc, lité, à stratification en vagues, à surface plus ou moins scoriacée, à <i>empreintes végétales</i> en creux.
17	3 m	Grès fin saccharoïde grisâtre à orangé, localement micacé, lité, à stratification entrecroisée, à zones quartzifiées à <i>empreintes végétales</i> cannelées.
16	0,50 m	Dalle ferrugineuse formant plateau (pendage 2° vers le Nord-Est).
15	5 m	Grès beige assez fin, saccharoïde, admettant des zones grossières à quartz de 3 mm. Stratification entrecroisée.
14	0,50 m	Dalle de blocs ferrugineux de grès localement grossier noir.
13	3 m	Grès orangé assez fin, admettant des zones localement très quartzifiées.
12	4 m	Grès assez fin, lité, à trous, quartzifié; débris de grès à patine ferrugineuse.
11	2 m	Grès fin grisâtre, assez scoriacé.
10	3 m	Grès fin rougeâtre à grisâtre, à zones ferrugineuses, patiné.
9	2 m	Grès grossier, quartzifié au sommet.
8	6 m	Grès à zones grossières à quartz atteignant 5 mm, en gros bancs, de teinte rousse à rosée. Stratification entrecroisée et litage bien marqué. Cassure sableuse sous la patine indurée.
7	2 m	Caché.
6	3 m	Grès fin blanc grisâtre, à trous et taches, à cassure mate, patine grise, en gros bancs éboulex.
5	2 m	Caché, terminé par une dalle ferrugineuse.
4	5 m	Grès fin homogène, saccharoïde, blanc, beige, rosé, à stratification entrecroisée et onduleuse, avec zonages.
3	3 m	Grès rosé en bancs, à petits trous de 4 mm.
2	2 m	Grès assez fin homogène, blanc, en gros bancs irrégulièrement quartzifiés, à stratification entrecroisée et litage.
1	50 env.	Caché, à la base de la falaise et au-dessus du fond de la cuvette de Fachi.
Total env. 143 m		

(1) *Kao* (ou *Kow*) en langage toubou désigne un rocher ou une butte.

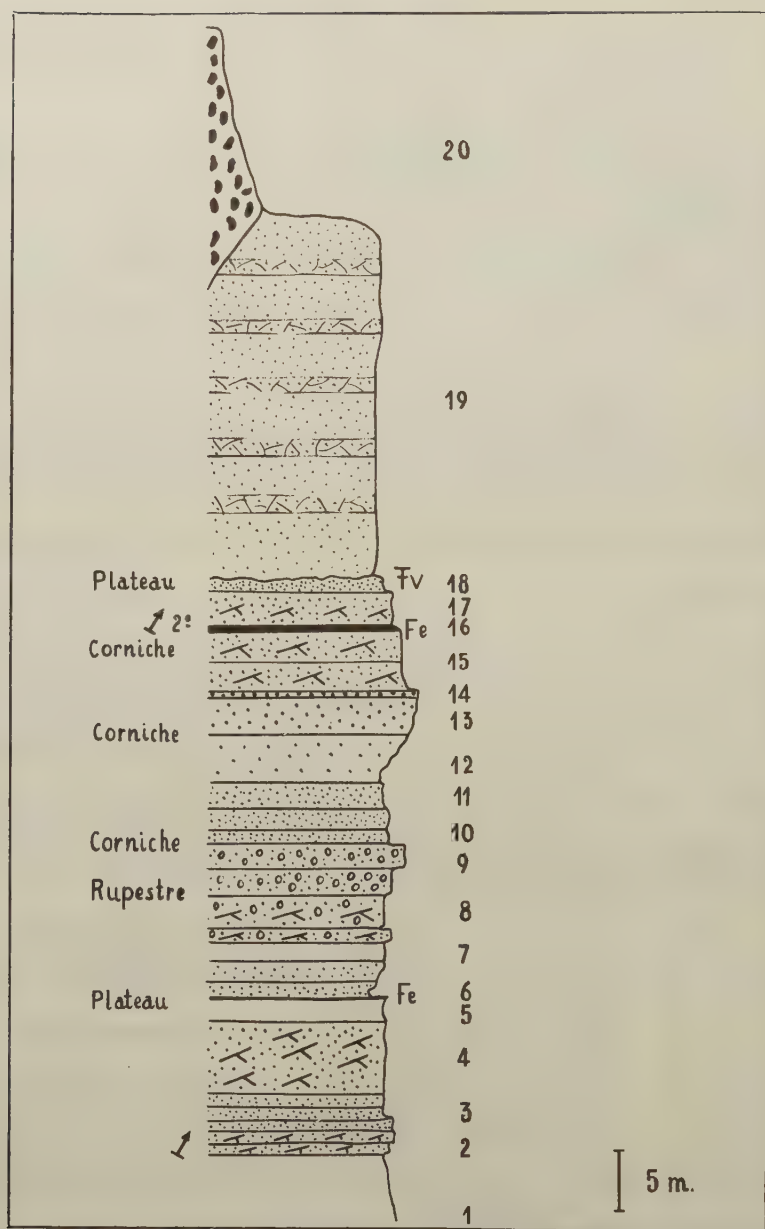


FIG. 66. — Coupe reconstituée de Nagaba-Kao Boula (Fachi).

Au total, on a 78 m de grès fin à moyen, à stratification entrecroisée. Ils admettent des zones grossières, surtout vers la base, et correspondent à la partie supérieure de la séquence de Dar Salam.

Les empreintes du niveau fossilifère ont été confiées à M. BOUREAU qui en donne les descriptions suivantes : il s'agit d'une « empreinte arrondie à nervures parallèles creusées rappelant une feuille de *Cycadophyte* et par conséquent qui serait d'âge post-paléozoïque. Cette empreinte appartient certainement au Continental intercalaire » et de « grandes empreintes à nervures parallèles, sans grande signification, mais qui ne s'opposent pas à un âge continental intercalaire » (*in litt.*).

e) KAODI

Kaodi correspond au point de la falaise le plus rapproché de Fachi. La coupe a été levée à 3,5 km à l'Est du ksar. A la base, où le socle n'est pas visible, l'on trouve, plaqués contre la falaise, des lambeaux de diatomite et de plaques calcaires lacustres à *Melania* quaternaires montant jusqu'à 20 ou 30 m au-dessus du fond actuel de la cuvette. La formation gréseuse présente des faciès pétrographiques semblables à ceux de la partie supérieure de la coupe précédente : grès gris à jaunâtres assez fins, parfois micacés, à empreintes en creux de galets qui, lorsqu'ils sont conservés, sont constitués de grès silteux blancs. La présence de stratification entrecroisée est constante. Les pendages sont dirigés vers l'Est jusqu'à une faille marquée par une brèche à ciment ferrugineux, visible vers 60 m dans la falaise. Au Nord-Est de l'accident, la série gréseuse se retrouve jusqu'à 120 m de hauteur avec des dalles à ripple marks. Vers 130 m, les grès sont tendres, mais la surface des bancs et celle des diaclases est quartzifiée et indurée; les teintes sont roses ou blanches, à taches rouges. Le sommet, vers 140 m au-dessus de la plaine, est constitué par une brèche tectonique large de plusieurs mètres, qui recoupe la série suivant une direction WNW-ESE.

Le revers oriental de la falaise montre des affleurements de grès fin jusqu'au Nord de Kao Ibrochi, soit sur une largeur de près de 18 km dans le sens ouest-est. Une coupe relevée à 14 km à l'Est de Fachi montre la succession suivante, de haut en bas :

		Grès localement grossier, à ciment ferrugineux, formant le sommet.
1	m	Grès fin en dalles, beige rosé, parfois à bariolures dentelliformes.
3		Grès beige roux, à dalles ferrugineuses séparant les bancs.
0,03		Dalle ferrugineuse.
2,50		Grès blanc, fin, homogène, à fine stratification entrecroisée et litage.
3		Grès beige roux, fin, homogène et massif.

La base est cachée par le sable éolien accumulé contre le relief.

Les rochers les plus orientaux sont constitués de grès très fin blanc, avec des petits niveaux de plaquettes ferrugineuses superposés à une dalle ferrugineuse; il semble que l'on soit là dans les niveaux les plus élevés de la formation de la région de Fachi. Les pendages sont localement dirigés vers le Sud-Ouest, mais de nombreuses failles compartimentent la série et il est impossible, étant donné l'ensablement important, de donner une succession stratigraphique valable des différents affleurements de ce secteur.

f) KAO SA

Vers le Sud, la falaise s'abaisse rapidement et elle est le point de départ de longs cordons de dunes qui coupent l'ancienne dépression lacustre à roseaux fossiles. A Kao Sa, on observe encore près de 80 m de grès qui comprennent, à la base, des grès gris blanc rosé assez homogènes, surmontés d'une dalle de 30 cm à ripple marks, puis de grosses dalles de grès blanc rosé fin ou moyen, homogène et enfin, au sommet, des grès fins blancs lités à stratification entrecroisée. Vers l'Est, des formations lacustres et du sable dunaire occupent une zone déprimée jusqu'à Kao Ibrochi, qui poursuit vers le Sud les faciès décrits à la fin du paragraphe précédent.

Au Sud de Kao Sa et jusqu'à 15 km au S-SE de Fachi, la série gréseuse affleure encore. Ensuite l'ensablement de l'erg reprend avec ampleur sur 115 km jusqu'aux volcans du Nord de Gossolorom.

g) RÉSUMÉ SUR LA RÉGION DE FACHI

Pour résumer ces observations dispersées, remarquons que l'on est en présence d'une formation gréseuse assez monotone qui repose sur le socle et possède tous les caractères de celle déjà observée depuis le Nord d'Ezerza jusqu'à Fazeï, en passant par Achegour : grès de teintes claires, à grain grossier ou fin, à stratification oblique et entrecroisée en gros bancs; généralement tendres, ces grès

sont souvent fortement silicifiés aux abords des failles qui hachent les affleurements. Les traces de végétaux sont peu abondantes.

Etablie à Fachi, la coupe synthétique de cette formation qui constitue le premier terme de la série sédimentaire peut se résumer ainsi :

30 m env.	Grès fins à intercalations ferrugineuses.
150	Grès fins ou moyens à stratification entrecroisée comportant un niveau à traces de Végétaux.
20	Grès grossiers ou conglomératiques hétérogènes, à stratification entrecroisée.
----	Surface de discordance rubéfiée à débris peu roulés de quartz.
	Socle précambrien : arkoses et conglomérats légèrement métamorphiques.

L'ensemble des termes gréseux situés au-dessus de la discordance peut être désigné sous le nom local de *formation de Fachi*, que nous considérons comme l'équivalent de la *formation d'Achegour*.

6. Région de Dibella

A près de 180 km à l'E-SE de Fachi et au-delà de l'erg du Ténéré, se dressent les monts de Dibella. Les différents pointements rapportés à cet ensemble s'échelonnent, entre Zoo Baba et Agadem, de 340 à 410 km au Nord du Lac Tchad (fig. 96).

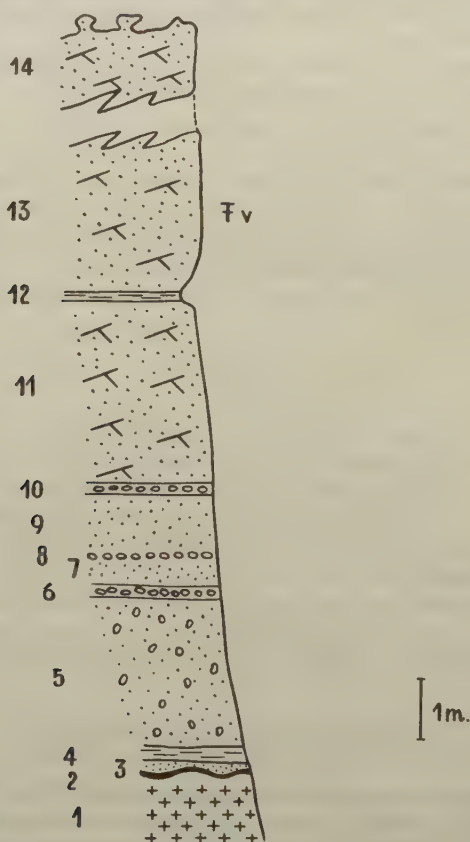


FIG. 67. — Coupe du contact des grès de DIBELLA sur le granite.

Ce sont de petites buttes, généralement allongées dans le sens nord-ouest sud-est. Elles sont fortement ensablées, dans une région de dunes mortes à faible végétation de Graminées, où se surimposent des cordons de dunes vives de plus en plus nombreux vers le Nord. Les affleurements sont généralement déterminés par des zones de failles où les grès sont plus ou moins silicifiés. Les faciès pétrographiques sont identiques à ceux que l'on rencontre sur la ligne Achegour-Fachi.

a) COUPE DE DIBELLA (3 km à l'E-NE du puits) (fig. 67)

Le socle précambrien affleure sporadiquement dans la cuvette, à l'Est des points d'eau de Dibella. Il est constitué de granite rose à muscovite et de quartz laiteux filonien. Le granite forme le pied de la falaise et monte à plus de 60 m au-dessus de la cuvette, dans un compartiment relevé par des failles.

Une série gréseuse monotone donne de hautes falaises sombres, abruptes, de 150 m de hauteur environ au-dessus de la plaine.

Le contact discordant des grès sur le granite s'observe dans la falaise, à 3 km à l'E-NE du puits et à environ 60 m au-dessus de son niveau. La coupe suivante a été relevée, de haut en bas (fig. 67) :

Niveaux	Puissances	
14	Plus de 40 m	Grès quartzifiés, contenant des empreintes végétales vers la base. Sommet ruiniforme.
13	10 m	Grès grossier à stratification entrecroisée, quartzifié, à traces en creux de bois silicifié.
12	0,15 m	Grès blanc très fin, silteux, formant joint.
11	3 m	Grès très grossier quartzifié, à graviers de quartz de 1 cm dispersés.
10	0,10 m	Conglomérat de quartz de 1 à 2 cm.
9	1 m	Grès.
8	0,02 m	Lit de graviers.
7	1 m	Grès quartzifié rose beige, dur.
6	0,15 m	Conglomérat à galets de quartz de 1 à 2 cm.
5	2,50 m	Grès rose pâle à graviers.
4	0,20 m	Grès très fin silteux blanc à muscovite.
3	0,15 m	Grès moyen feldspathique à muscovite.
2		Surface de discordance, rubéfiée sur 1 mm à 1 cm.
1		Granite à muscovite altéré, arénisé.
Total env. 58,27 m		

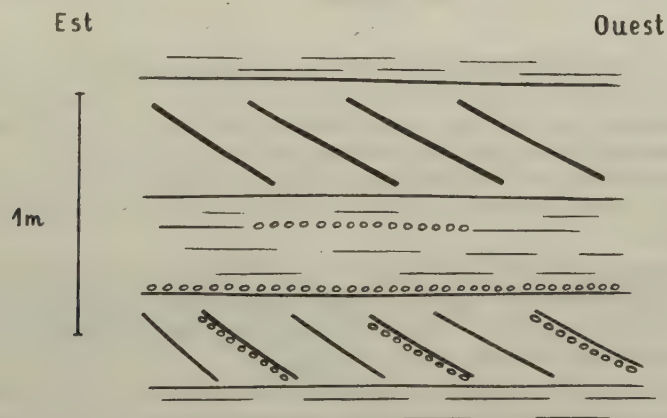


FIG. 68. — Schéma des stratifications rythmiques horizontales-obliques dans les grès de Dibella à Yerirom.

On remarque que des conglomérats peu épais apparaissent à plusieurs niveaux dans la masse des grès, au-dessus de la discordance. Les minces lits silteux, formant joints entre les bancs de grès à stratification entrecroisée, sont peu nombreux. Les traces végétales débutent à une vingtaine de mètres au-dessus du socle; elles sont probablement à rattacher à la flore qui sera citée à propos de la gara Gounanga.

b) COUPE A 5 KM A L'EST DE DIBELLA

La coupe suivante, relevée à l'extrémité orientale du massif de Dibella, à l'entrée est de la cuvette, donne une vue d'ensemble des faciès de la masse gréseuse. Aux pieds des corniches, les éboulis de blocs de plusieurs mètres cubes masquent une partie de la coupe, qui se présente ainsi, de haut en bas :

Hauteur (au-dessus du fond de la cuvette)

142 m	Sommet du plateau. Quartzite gris en blocs patinés, polis par les vents de sable.
138	Sommet de la haute corniche de grès à ripple marks. Grès à muscovite.
107	Joint de silt blanc schisteux, violacé en surface. Bancs de grès à rares joints de silt schisteux tendre de 5 cm. Grès gris beige à rose, à stratification entrecroisée (10 m).
93	Niveau de graviers et galets de quartz de 2 cm mal roulés (0,20 m).
85	Quartzite rose à stratification entrecroisée, formant la base de la première corniche.
68	Grès-quartzite rose à graviers. Quartzite gris fin, à ripple marks. Quartzite beige. Grès en plaquettes. Niveau de graviers (0,10 m).
53	Quartzite gris fin, à stratification entrecroisée (2 m).
36	Lambeau de diatomite quaternaire plaquée aux pieds de la falaise.
15	Eboulis, dépôts lacustres, sable, masquant le bas de la coupe.
0	Fond de la cuvette (socle masqué).

Cet ensemble nous met donc en présence d'une puissante masse détritique, plus grossière dans les cinquante premiers mètres, un peu plus fine dans la partie supérieure qui rappelle tout à fait la formation de Fachi.

c) YERIROM

Haute butte, située au Nord-Ouest immédiat des puits, constituée des mêmes grès. Au niveau des minces joints silteux, les gros bancs de grès forment des abris sous roche anciennement habités. On peut observer là une stratification entrecroisée particulièrement bien mise en relief : des niveaux de 40 à 50 cm, à stratification oblique parallèle fortement inclinée vers l'Ouest et soulignée par des niveaux de graviers, sont séparés par des bancs à stratification horizontale d'épaisseur un peu plus faible, qui débutent par un lit de graviers et admettent d'autres niveaux conglomératiques lenticulaires horizontaux (fig. 52).

A Yerirom, ces alternances rythmiques montrent sur 15 m de hauteur des couches à stratification oblique toujours également inclinée vers l'Ouest, qui indique une constance remarquable et assez exceptionnelle dans la direction des courants pendant une assez longue période. Les graviers prouvent qu'il s'agit de matériel fluviatile et non éolien.

Bien que l'échelle des levés ne nous ait pas permis d'étendre les mesures sur les couches à stratification entrecroisée, cette observation à Yerirom semble en faveur de l'hypothèse de reliefs anciens, situés à cette époque, vers l'Est de Dibella. Leur érosion aurait contribué à alimenter en matériel détritique les sables qui se déposaient plus à l'Ouest.

d) GARA GOUNANGA (EMI GUNDANIA) ET LA FLORE DE DIBELLA

Dans la butte de Gounanga, à 8 km au Sud-Ouest du puits de Dibella, j'ai découvert de nombreuses empreintes de feuilles, disposées à plat suivant la stratification, dans des bancs de grès fins appartenant à la formation de Dibella. Ces Végétaux, mieux conservés que les traces observées dans les autres affleurements ont été étudiés par E. BOUREAU (1955) et ont permis de fixer une limite inférieure à l'âge de la formation gréseuse. En effet, certaines feuilles sont, pour E. BOUREAU, d'un type de Dicotylédones évident, et ne permettent pas d'attribuer aux grès un âge plus ancien que le Crétacé inférieur. D'autre part, comme nous le verrons plus loin, la formation étant antérieure à la transgression marine du Cénomanien supérieur, on voit que l'âge de la formation de Dibella est assez bien encadré et il est logique de penser qu'il s'agit d'un Crétacé inférieur probablement élevé.

E. BOUREAU (1955) a décrit les espèces nouvelles suivantes, dont la première est une *Gymnosperme* probable et les suivantes des *Angiospermes dicotylédones* :

Podocarpites (?) *saharianum* BOUREAU

Laurophyllum *gadilhei* BOUREAU

Cinnamomoides *faurei* BOUREAU

Cinnamomoides *tchadense* BOUREAU

C'est une flore qui, pour E. BOUREAU, diffère des flores wealdiennes à affinités jurassiques et des flores à bois fossiles homoxylés connues du « Continental intercalaire ». En revanche, elle rappelle la flore du Tertiaire, au même titre que certaines flores des grès de Nubie d'Egypte (R. KRÄUSEL, 1939).

Les précisions apportées par cette flore, jointes au fait que des niveaux à Vertébrés connus à l'Est et au Sud de l'Air semblent manquer dans les bassins de Bilma et du Tchad, font penser que la formation de Dibella appartient au sommet du complexe continental antérieur à la transgression marine du Crétacé moyen.

La formation gréseuse définie à Dibella a pu être retrouvée dans les témoins faillés qui s'étendent autour de l'oasis, et en particulier dans les suivants :

e) GAZAGRA (Guezguera ou Gazagrangna) à 18 km au Nord de Dibella

Pitons constitués de grès-quartzite gris à stratification entrecroisée en gros bancs, à zones gréseuses beiges et niveaux de graviers. Les mêmes grès forment les rochers peu élevés qui affleurent entre les dunes, à une douzaine de kilomètres vers l'Est des buttes principales.

f) EHI TIOUKOYE SUD (38 km au Nord de Dibella)

Annonçant les rochers de Tioukoye, quelques bancs de grès gris à beige, à zones et poches de graviers, à galets de silt argileux blanc, et à stratification oblique, forment des affleurements isolés dans les dunes, au Sud de la gara principale. Celle-ci, fortement ensablée, montre environ 60 m de la même formation qu'à Dibella. On note, de haut en bas :

- 5 Grès fin blanc à muscovite formant le sommet de la gara.
- 4 Grès grossier ou moyen, contenant quelques niveaux de grès fin silteux.
- 3 Grès-quartzite beige à stratification entrecroisée.
- 2 Niveau de silt fin à patine violette.
- 1 Grès beige ou gris à zones de graviers.

La partie sud-est de la gara présente des pendages NNW atteignant localement 15°. Au voisinage des failles, on rencontre dans les grès des filonets de 2 mm d'épaisseur de quartz ou d'oxyde de fer, ainsi que des sphères ferrugineuses de la taille d'une bille.

g) AFFLEUREMENTS SITUÉS A 22 KM A L'ENE DE TIOUKOYE SUD

Dans cette région existent des affleurements constitués de roches à faciès légèrement différents de ceux de Dibella. On trouve des grès tendres jaunes à stratification entrecroisée, des plaques ferrugineuses, des grès argileux durs bariolés rouge jaune ou gris bleu et, localement, des zones de graviers et des concrétions ferrugineuses. Les affleurements sont peu étendus et les relations avec les grès de Tioukoye ne sont pas visibles. Cependant, ces faciès n'ayant pas été observés dans les 180 premiers mètres de la série, on peut penser qu'ils appartiennent à des niveaux plus élevés de la formation définie à Dibella; ces niveaux correspondraient donc sensiblement aux derniers bancs observés dans la coupe faite à 40 km au Nord d'Ezerza, où les grès marrons en dalles montrent également un enrichissement en niveaux plus fins, riches en oxyde de fer, et en bancs plus minces.

h) GUÉZÉDA KIÉTA (Tchigrine nord)

Ces rochers forment un chapelet de buttes à 12 km au Sud-Est de Dibella. L'extrémité orientale de la crête rocheuse domine une profonde cuvette en entonnoir bordée de diatomites. A cet endroit, on observe une trentaine de mètres de grès-quartzite gris à zones de graviers et de quartzite fin à muscovite et patine noire.

La coupe suivante a été relevée plus à l'Ouest, où la crête est parallèle à une faille marquée par une brèche tectonique à ciment ferrugineux (de haut en bas, et sur environ 50 m) :

- 7 Grès-quartzite à minces lits silteux gris (3 m).
- 6 Silt gris (0,30 m).
- 5 Grès-quartzite gris beige assez fin, avec quelques stratifications entrecroisées (16 m).
- 4 Silt à grains de quartz moyens dispersés (forme un col dans la topographie (0,80 m).
- 3 Grès beige à stratification entrecroisée très marquée, à zones de graviers atteignant 2 cm.
- 2 Quartzite gris.
- 1 Grès beige quartzifié à muscovite et à sphères ferrugineuses.

Les trois premiers niveaux ont une puissance totale d'environ 30 m. L'ensemble correspond bien à la formation de Dibella. Du sommet de la crête, on peut observer une faille qui recoupe une butte située plus à l'Ouest et qui fait partie d'un réseau de cassures jalonnées par les affleurements.

i) TCHIGRINE (Tchigurine)

Située à 6 km au SSW de la précédente, cette butte montre les mêmes faciès : grès-quartzite gris à beige, à stratification entrecroisée, à lits de graviers dans des zones de grès rose; mais on y observe aussi quelques dalles à ripple marks et de mauvaises empreintes végétales, probablement à rattacher à la flore de la gara Gounanga.

j) MOUSSELLÉ

On désigne parfois sous ce nom un rocher situé à 20 km au Sud-Est de Dibella. Il forme un synclinal faillé allongé sur 800 m dans le sens N-S et domine les dunes de quelques mètres. On y observe le faciès typique des grès de Dibella : grès quartzifié blanc à muscovite et graviers de quartz atteignant 1 cm. La stratification oblique est très bien marquée (Planche II, fig. 1). Les niveaux les plus élevés de la colline montrent des grès en bancs, blancs ou gris, à grain assez fin. On remarque, par places, quelques filonets de quartz qui semblent dus au voisinage des failles.

k) AUTRES AFFLEUREMENTS

Les photographies aériennes, effectuées postérieurement aux études de terrain, ont révélé l'existence d'autres petits rochers qui, ayant le même aspect sur les clichés que ceux examinés précédemment, ont été rattachés à la formation de Dibella. Les affleurements les plus méridionaux sont situés à une quarantaine de kilomètres au Nord des premiers affleurements du Crétacé supérieur d'Agadem

B. — RÉSUMÉ SUR LA RÉGION DE DIBELLA ET DÉFINITION DE LA FORMATION DE DIBELLA

Les différentes buttes examinées dans la région de Dibella appartiennent à un ensemble de grès qui affleurent sporadiquement dans un rayon d'une cinquantaine de kilomètres autour de l'oasis. A Dibella même, on les voit reposer sur le socle granitique, présumé précambrien.

Cette masse de grès présente une certaine uniformité et il n'a pas été possible, dans l'état actuel des études, d'y établir des subdivisions. Nous en avons donc fait une unité lithostratigraphique que nous appelons la *formation de Dibella*.

Les principaux caractères de cette unité sont les suivants :

a) LITHOLOGIE

Dominante de *grès grossiers* à stratification entrecroisée soulignée par des zones de graviers; vers la base, plusieurs niveaux conglomératiques existent. La teinte des grès est généralement claire. Le blanc, le rose beige et surtout le gris dominant, souvent masqués par une patine noire. Les niveaux silteux ne jouent qu'un rôle secondaire; ils sont réduits à des inter-bancs ne dépassant pas quelques décimètres.

b) LIMITE

Partout où elle a été observée, la limite inférieure est formée par la discordance majeure qui surmonte le socle supposé précambrien. Ce socle, constitué de granite à muscovite et de filons de quartz, est arasé, arénisé, et parfois rubéfié sur une mince épaisseur.

La limite supérieure ne peut être précisée par la coupe Dibella-Agadem, car l'ensablement important séparant les deux régions, masque les niveaux intermédiaires. La formation d'Agadem (Sénonien) ne donne donc qu'une limite supérieure fort large.

Mais au Nord de Tioukoye, dans la région de Zoo Baba, des niveaux plus anciens que la formation d'Agadem sont connus depuis longtemps (R. FURON, 1942) et ont été revus par P. RENAULT (1954), puis par A. BONNET, qui ont récolté d'abondantes faunes d'Ammonites du Cénomanien supérieur et du Turonien inférieur. Ceci permet de donner à l'unité lithologique de Dibella une limite supérieure plus précise, biostratigraphique et sensiblement chronostratigraphique.

Cette limite supérieure doit sans doute encore être abaissée, car j'ai mis en évidence à Ezerza (comme à Alanla) une formation comprise entre les premiers niveaux à Ammonites et les grès reposant sur le socle. Cette unité n'a pas été séparée par les auteurs cités lors de leur étude de la région de Zoo Baba, mais elle y est sans doute également représentée. On peut donc penser que la limite supérieure de la formation de Dibella est fixée par la formation d'Ezerza.

Nous verrons plus loin, après avoir identifié les grès de Dibella à ceux d'Achegour, que, dans cette dernière région, les pendages indiquent clairement l'enfoncement de la formation d'Achegour-Dibella sous la formation d'Ezerza.

c) ÉPAISSEUR

La puissance mesurable à Dibella est de l'ordre de 180 à 200 m. Par suite des nombreuses failles, de l'irrégularité des pendages et de l'ensablement, on ne peut calculer la puissance totale des grès. Signalons simplement que 60 km séparent le socle de Dibella de Zoo Baba, et qu'une série monoclinale ayant la même extension avec un pendage d'un tiers de degré, aurait une puissance de 300 m.

d) MORPHOLOGIE

Ces grès forment de hautes falaises dominant le socle. Celui-ci affleure dans l'oasis et joue le rôle de roches tendres. Les falaises et les buttes isolées sont généralement déterminées par des failles. En effet, la silicification due à ces failles endure certaines zones, leur donnant une plus grande résistance à l'érosion.

e) FLORE

Des traces végétales se rencontrent dès la base de la formation, mais les bois silicifiés sont rares. Les empreintes de feuilles citées indiquent la présence d'une flore d'Angiospermes dicotylédones.

f) AGE DE LA FORMATION DE DIBELLA

La formation reposant en discordance sur le Précambrien, la limite inférieure de son âge ne peut être donnée que par celui de la flore d'Angiospermes dicotylédones, qui n'est connue que depuis le Crétacé inférieur (BOUREAU, 1955).

La limite supérieure est fixée par l'âge de la formation d'Ezerza qui, comme nous le verrons plus loin, est antérieure à la zone à *Neolobites* et d'âge cénomanien inférieur probable.

On peut donc penser que *la formation de Dibella est d'âge crétacé inférieur, anté-cénomanien.*

Si l'on veut chercher à serrer la limite inférieure de plus près, on peut remarquer que trois faits concordants semblent nous apporter quelques indications :

α) Les puissances de la formation de Dibella sont nettement inférieures à celles du groupe du Téfidet. On peut penser que pour une sédimentation identique, cela correspond à une durée de dépôt moins longue : la sédimentation aurait commencé plus tard dans l'Est.

β) Les niveaux argileux à Vertébrés de la formation d'Elrhas, connus au Sud et à l'Est de l'Aïr, semblent absents du bassin de Bilma. La sédimentation n'y a peut-être commencé qu'après cette période caractérisée par des lacs importants.

γ) Enfin, la flore de Dibella se retrouve dans le Crétacé supérieur de Séguédine (au Nord de Bilma) et pour E. BOUREAU (1958), les Dicotylédones annoncent déjà la flore tertiaire. On est donc, sans doute, près du sommet du complexe « Continental intercalaire ».

De tout ceci, il découle que la formation de Dibella appartient plus vraisemblablement au *sommet du Crétacé inférieur, anté-Cénomanien.*

C. — IDENTIFICATION DES FORMATIONS D'ACHEGOUR, FACHI ET DIBELLA

Si l'on compare les principaux caractères des formations que nous avons décrites depuis le Nord d'Ezerza jusqu'à Dibella, en passant par Achegour et Fachi, on est frappé par l'uniformité des faciès pétrographiques, par la présence d'une discordance majeure à la base entre les grès et le socle précambrien, et par la position de ces formations sous le Crétacé supérieur marin. Tous ces caractères communs sont accentués sur le terrain par un aspect morphologique identique, des puissances comparables et la présence de traces végétales dans les principaux affleurements. Ces traces appartiennent à différents groupes végétaux connus dans le « Continental intercalaire ».

L'ensemble de ces caractères communs, joints aux caractères pétrographiques que nous examinerons plus loin, nous amènent ainsi, faute d'arguments paléontologiques plus précis, à conclure à l'identité des *unités lithostratigraphiques des formations d'Achegour, Fachi et Dibella*, que nous pouvons, en première approximation, assimiler à une unité chronostratigraphique représentant la partie supérieure du Crétacé inférieur.

Cette unité s'intègre assez bien dans l'ensemble structural de la région : ses affleurements soulignent l'auréole externe (occidentale et méridionale) du synclinal de Bilma et une petite portion septentrionale du synclinal du Tchad.

Nous examinerons dans le chapitre réservé à la paléogéographie l'origine et la signification des sédiments constituant cette formation, mais remarquons dès maintenant que l'examen macroscopique des affleurements suggère une origine continentale avec dépôts fluviaux. Les fleuves, puissants et irréguliers, devaient sillonner une région sans relief en avant d'une zone montagneuse accidentée que nous devons rechercher en partie à l'Est des affleurements actuels.

D. — PÉTROGRAPHIE

Les échantillons prélevés dans les falaises d'Achegour, Fachi et Dibella sont, pour la plupart, fortement cohérents et indurés. Au microscope, on constate que les grains de quartz des grès sont généralement jointifs. Des traces d'accroissement des grains par nourrissage sont très fréquentes, la structure étant alors celle d'un grès-quartzite, plus rarement d'un véritable quartzite. Dans d'autres cas, les grains de quartz les plus gros sont cimentés par des grains très petits dont un nombre plus ou moins important peut être d'origine secondaire (grès quartzeux).

La taille des grains est très variable suivant les échantillons depuis les grès très grossiers ou conglomératiques jusqu'aux grès fins ou très fins. Certains lits, peu épais entre les bancs de grès, présentent des grains de la dimension des silts, avec quelques quartz plus gros dispersés. La répartition des grains peut être très hétérogène, surtout vers la base des formations, alors que vers le sommet, les grains sont de taille plus homogène. Un échantillon de Fazeï non cohérent soumis à l'analyse granulométrique a, pour un diamètre moyen de 160μ , un classement à peine inférieur à la normale ($C = 1,21$) et une courbe granulométrique assez symétrique ($A = 0,90$). Macroscopiquement, l'échantillon offre un aspect saccharoïde, assez caractéristique des niveaux élevés de la formation.

Le quartz constitue la presque totalité de ces roches. La muscovite peut être localement abondante. D'autres minéraux comme la tourmaline, le zircon et les grains d'oxyde de fer, se rencontrent accessoirement.

Les feldspaths sont très rares. Des paquets de séricite, et parfois des agrégats de très petits

grains de quartz ou de calcédoine de néoformation, sont peut-être les restes d'anciens feldspaths détritiques transformés.

Le ciment, lorsqu'il existe, est constitué de très petits quartz, en partie détritiques et en partie de néoformation. La fraction argileuse est en général inexistante. Quelques échantillons assez riches en muscovite, du Sud-Est de Fachi et de l'Est de Tioukoye (partie supérieure de la formation), ont cependant un peu de ciment argileux, peut-être illitique, imprégné d'oxyde de fer.

Les affleurements étant généralement disposés le long de grandes fractures, plusieurs lames montrent des quartz cassés et parfois une structure cataclastique. L'intensité de la silicification est nettement plus grande dans les failles et à leur voisinage. En surface, une patine silicifiée peu épaisse consolide les blocs sableux non quartzitiques. Dans tous les cas examinés, il s'agit d'accroissement de silice et non d'opale, ce qui est en accord avec la faible teneur en impureté des grès (MILLOT, 1960). L'opale ou la calcédoine n'a été observée, sous forme de petits filonets, qu'en quelques points, à l'Est d'Ezerza notamment.

La formation d'Achegour-Dibella présente des analogies pétrographiques avec les termes gréseux détritiques du groupe du Tégama par l'hétérogénéité des grains, la variabilité des niveaux, les stratifications entrecroisées et l'épaisseur des bancs. Mais des différences remarquables existent :

a) Les grès d'Achegour-Dibella sont généralement de teinte claire, grise ou blanche, alors que les grès du Tégama présentent des teintes bariolées à dominante de rouge, de violet et de roux. Ceci est dû, pour les premiers, à l'oxyde de fer moins abondant ou concentré en petits grains; pour les seconds, à la fraction argileuse colorée plus importante et dispersée.

b) Les grès rattachés au Crétacé inférieur dans le bassin de Bilma sont très généralement quartzifiés; ceux du Tégama et du Téfidet sont, au contraire, plus tendres et souvent sableux. Il semble que l'abondance des fractures dans le bassin de Bilma soit responsable de la quartzification et certains échantillons prélevés le long des failles (Ebadargen) sont absolument semblables dans la région située au Sud de l'Aïr. Cependant, on remarque que les accidents du fossé du Téfidet ne donnent pas lieu à des silicifications intenses. Il est possible que l'existence de niveaux argileux dans les grès du Téfidet et du Tégama soit en partie à l'origine de la rareté des zones silicifiées, qui se développent surtout dans les grès assez purs comme ceux de Dibella.

D'un autre côté, dans le Tégama, les silicifications se réduisent généralement aux troncs d'arbres qui, indurés, se dégagent aisément des grès. Dans les grès-quartzites de Dibella, au contraire, les débris végétaux apparaissent en creux dans la roche silicifiée et ce sont les empreintes de feuilles qui sont remarquablement bien conservées.

c) Enfin, la différence la plus remarquable est la rareté des feldspaths détritiques dans le Crétacé inférieur oriental, alors qu'ils sont fréquents dans les formations de même âge étudiées précédemment.

Plusieurs causes peuvent être envisagées pour expliquer cette différence entre des sédiments de granulométrie semblable, déposés vers la même époque et à des latitudes voisines, donc sous des climats sans doute identiques.

On peut supposer que l'origine du matériel est différente : les sédiments du Tégama et du Téfidet proviendraient de l'érosion directe du socle cristallin, tandis que les grès d'Achegour auraient pour origine le démantèlement des grès paléozoïques, dont les témoins actuels forment le synclinal du Djado. Ces grès de « deuxième génération » seraient plus pauvres en éléments peu résistants, notamment en feldspaths. Dans cette hypothèse, les grès du Crétacé inférieur du bassin de Bilma proviendraient d'un ancien massif paléozoïque disparu, situé au Sud du Djabo et du Tibesti, dans une région où aucun dépôt datant du Crétacé inférieur n'existe et où une érosion est possible à cette époque.

Mais il n'est pas exclu que la rareté des feldspaths observables soit due à leur destruction ultérieure par les eaux ayant circulé dans les grès siliceux perméables. Dans ce cas les grès, feldspathiques à l'origine, auraient subi une altération antérieure ou contemporaine de leur silicification. Nous

avons, en effet, signalé des agrégats de silice finement recristallisée, qui, dans plusieurs lames, occupent peut-être l'emplacement d'anciens feldspaths disparus.

En conclusion, il est possible que les différences apparentes entre les faciès du Crétacé inférieur des régions occidentales et orientales soient dues plus à des causes secondaires qu'au mode de sédimentation lui-même (1).

2° RÉGION INTERNE ET SEPTENTRIONALE DU BASSIN DE BILMA

La partie interne du bassin de Bilma est occupée par les formations situées à l'Est d'Achegour et de Fachi et au Nord de Dibella-Tioukoye (fig. 69).

Cette région peut être séparée schématiquement en deux ensembles morphologiques : 1° une auréole sans relief, à soubassement argileux superposé aux grès d'Achegour; 2° une partie interne, accidentée de buttes et de falaises gréseuses, reposant sur les niveaux argileux précédents. Ces deux ensembles morphologiques correspondent chacun à des formations géologiques, dont nous donnons dès maintenant la nomenclature de haut en bas afin de faciliter l'exposé :

Grès dominants	{	formation de Bilma (Crétacé terminal et Tertiaire possible)
(partie interne accidentée)		formation de Kafra (Sénonien inférieur et moyen)
Argile dominante	{	formation de Zoo Baba (Cénomanién supérieur et Turonien)
(première auréole sans relief)		formation d'Ezerza (Cénomanién inférieur)
Grès	{	formation d'Achegour étudiée précédemment (Crétacé infé-
(auréole externe)		rieur) sur le socle
(Soubassement du bassin de Bilma)	{	socle cristallin et paléozoïque au Nord-Est

Il a été possible d'étudier séparément la formation inférieure (Achegour), car elle constitue un ensemble pétrographique assez homogène. La seule modification sensible paraît être une légère diminution de puissance, du Sud vers le Nord.

Les formations plus élevées que nous allons aborder maintenant présentent de considérables variations de faciès et d'épaisseur, et leurs limites respectives doivent être précisées à différentes latitudes. Aussi, leur étude sera-t-elle faite du Sud au Nord par des coupes successives, groupant plusieurs formations. A l'aide de ces descriptions, nous chercherons à préciser la place des limites et à justifier leur position. Il sera alors possible de dégager le sens des variations de faciès à l'intérieur de chaque formation.

A. — PARTIE SUD DU BASSIN DE BILMA

1. La région située à l'Est d'Ezerza et d'Achegour

A l'Est des derniers bancs de grès d'Ezerza, les terrains sont généralement masqués par du sable ou des dépôts lacustres à diatomite. Cependant, sur environ 200 km², on observe quelques affleure-

(1) La tectonique de la région périphérique du bassin de Bilma sera étudiée au même chapitre que la tectonique de la région interne (p. 276).

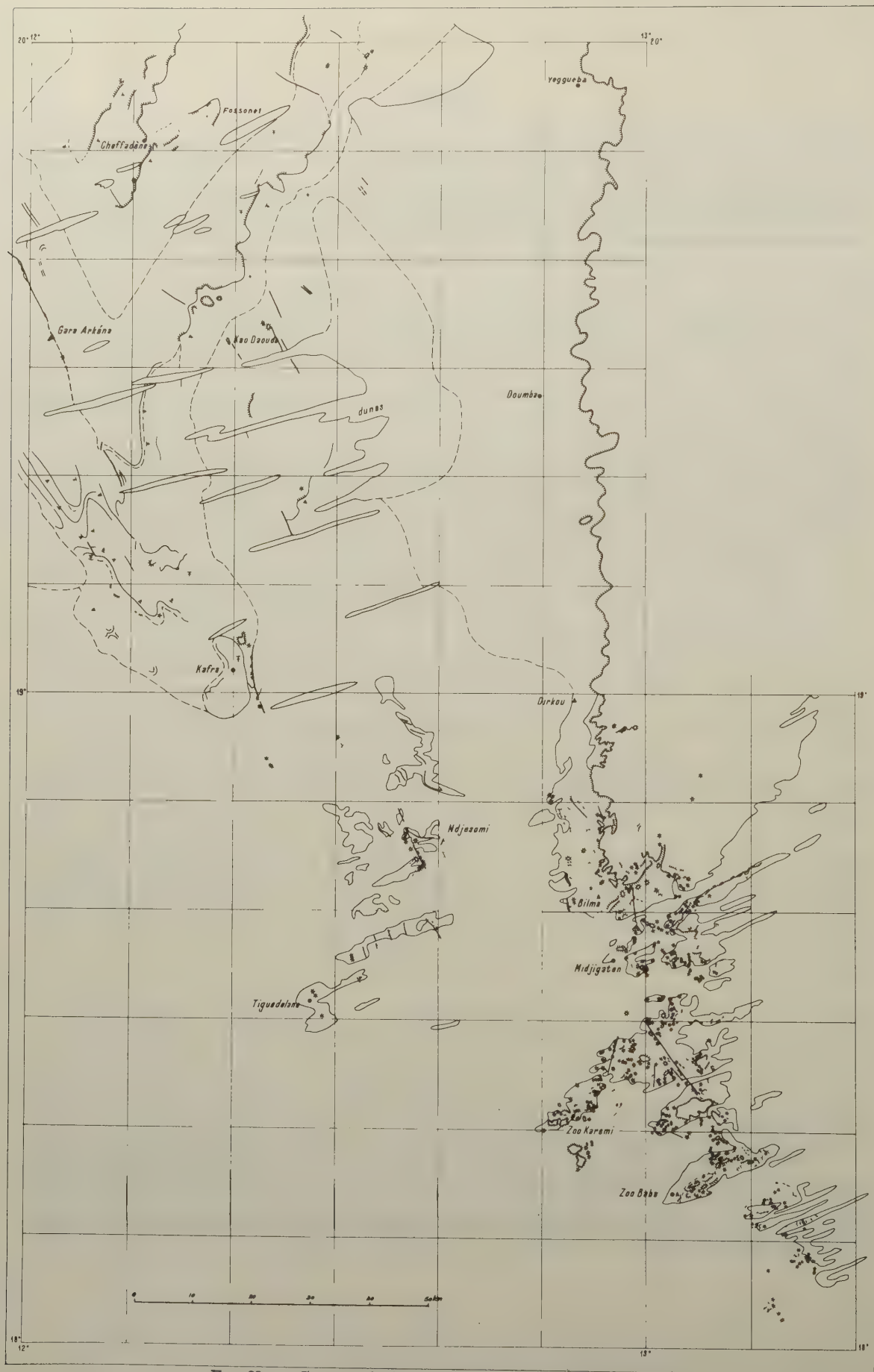


FIG. 69. — Croquis de la zone interne du bassin de Bilma.

ments bas, dispersés, de roches à grain fin, de teinte sombre, qui présentent plusieurs niveaux calcaires.

La nature des affleurements ne permet pas de relever de coupes précises ni de mesurer des épaisseurs exactes. Les roches rencontrées comprennent une association de faciès lithologiques assez caractéristiques et comparables, dès le premier examen, à ceux décrits dans la région d'Alanlara. Il s'agit notamment de grès à grain très fin, de silt schisteux de teinte sombre, de calcaires noirs en petits bancs, à débris d'os, d'argiles vertes et de calcite fibreuse à structure de type « beef ».

Les pendages ne sont pas mesurables, mais cette série est encadrée, à l'Ouest par la formation d'Achegour et à l'Est, par les bancs calcaires à sections d'Ammonites. Les pendages de 1° à 3° vers l'Est-Nord-Est de ces deux ensembles permettent de situer les niveaux intermédiaires dans la stratigraphie et d'apprécier leurs puissances.

Nous avons donné le nom de formation d'Ezerza à l'ensemble des niveaux ainsi définis par leur position entre la formation d'Achegour et les calcaires à Ammonites (H. FAURE, 1959b).

Nous décrivons ci-dessous deux types de successions observés dans cette formation, à l'Est d'Ezerza et d'Achegour. Sur la figure 71, nous avons indiqué les niveaux tendres masqués (généralement des argiles vertes), en supposant leur épaisseur proportionnelle aux distances séparant les affleurements. Les puissances représentées correspondent à un pendage moyen supposé de 1° 1/2 environ. La formation d'Ezerza, avec ses 10 km de largeur d'affleurement, aurait alors une puissance totale de l'ordre de 200 m.

a) SUCCESSION LITHOLOGIQUE A L'EST D'EZERZA (22 km au NNE d'Achegour)

En partant de la gara Arkéma et en se dirigeant vers le puits d'Achegour, on traverse successivement les couches suivantes, du Nord-Est au Sud-Ouest, et de haut en bas dans la stratigraphie :

Distance entre les
affleurements

15,3 km

0,2

0,3

0,1

0,2

0,2

0,2

0,3

1,1

4,8

5,5

Banc de calcaire gris reposant sur des argiles vertes. Les terrains cachés à l'Ouest de ce banc calcaire correspondent au Crétacé marin dont la description est donnée plus loin.

Calcaire gris bleu à beige, en dalles schisteuses à sections d'Ammonites (éch. 2207), constituant la base de la formation précédente.

Plaquettes de siltstone schisteux marron.

Calcite fibreuse noire à structure « beef ».

Calcite fibreuse noire à structure « beef ».

Calcite fibreuse noire à structure « beef ».

Calcaire noir à débris d'os (éch. 2208).

Plaquettes de grès très fin ou de siltstone schisteux gris beige.

Plaquettes schisteuses.

Calcaire noir à débris d'os et calcite fibreuse en grand « beef ».

Calcite fibreuse à structure « beef ».

Grès gris de la formation d'Achegour.

Distance 28,2 km
totale

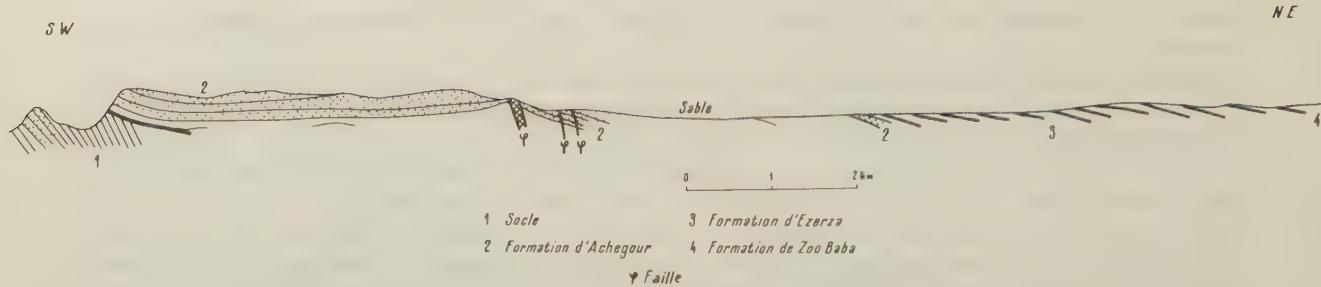


FIG. 70. — Coupe NE-SW, 12 km au Nord d'Achegour.
Relation des formations d'Achegour et d'Ezerza.

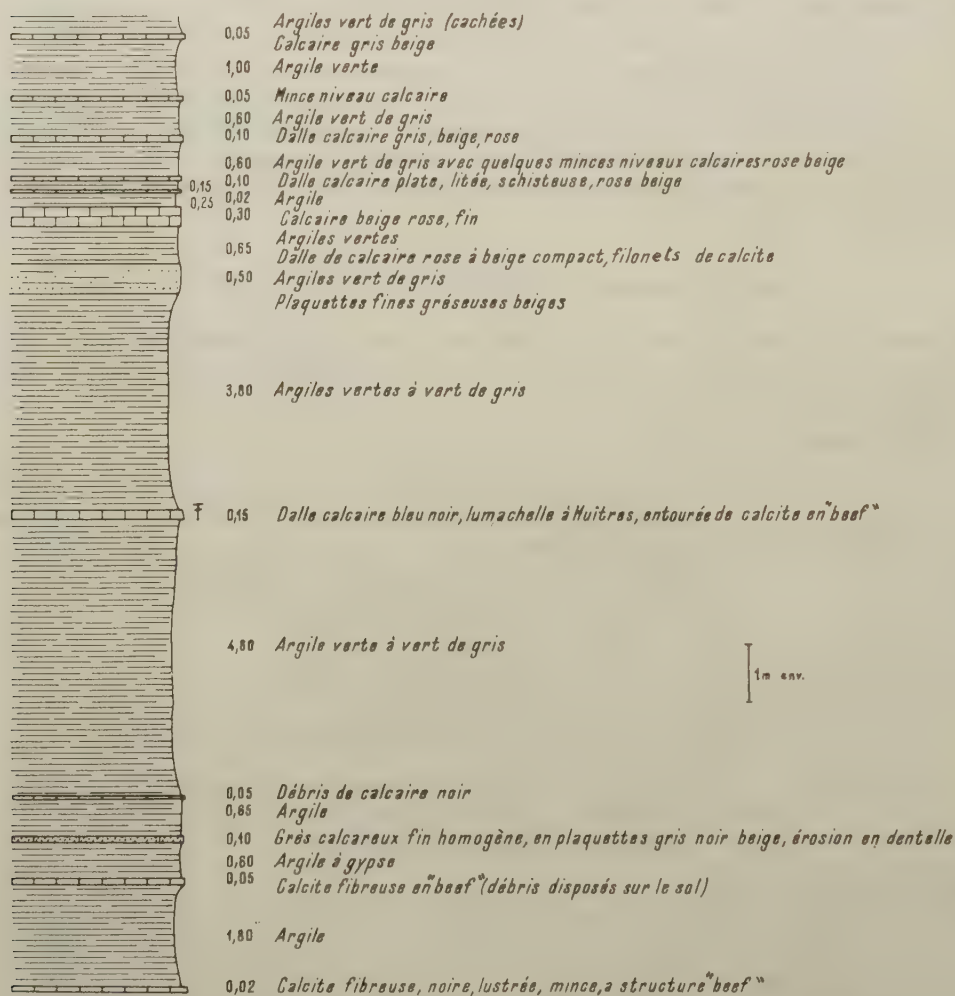


FIG. 71. — Type de succession lithologique au sommet de la formation d'Ezerza
(23 km à l'ENE d'Achegour)
(détail des niveaux 11-12-13 de la coupe précédente, puissances approximatives).

Parallèlement à cette succession, à quelques kilomètres au Sud-Est, on peut relever les affleurements suivants, du Nord-Est au Sud-Ouest :

b) SUCCESSION LITHOLOGIQUE A 23 km A L'ENE D'ACHEGOUR

Distance entre les
affleurements

10 km	Grès à ciment ferrugineux (formation de Kafra, voir plus loin).
1,3	Calcaire mat noirâtre.
0,2	Calcaire gris beige, puis, sur 150 m, alternance d'argile vert pâle et de minces niveaux calcaires (voir coupe détaillée fig. 55).
0,2	Calcaire bleu noir à grandes Huîtres.
0,9	Argile verte à lits de calcaires et de siltstone, calcite fibreuse (voir suite de la coupe détaillée fig. 55).
0,5	Plaquettes gréseuses schisteuses noires (affleurant sur 500 m).
1,4	Base des niveaux de plaquettes gréseuses noires.
1,1	Calcite fibreuse à structure « beef ».
1,1	Plaquettes schisteuses.
1,3	Plaquettes schisteuses et calcite fibreuse noire en grand « beef ».
1,4	Argiles vertes, plaquettes schisteuses, « beef ».
5,6	Plaquettes de silt, « beef ».
0,7	Grès fin en grandes dalles (base de la formation d'Ezerza).
3,3	Grès, reg ferrugineux (sommet de la formation d'Achegour).
	Grès blanc, gris, beige, assez fin, en dalles (formation d'Achegour).

Distance 29 km
totale

En l'absence du niveau à sections d'Ammonites, il est difficile de préciser la limite supérieure de la formation d'Ezerza dans la dernière succession. Les niveaux calcaires situés au-dessus de la dalle à grandes Huîtres appartiennent sans doute déjà à la formation sus-jacente.

Par analogie avec les autres régions du Niger, l'ensemble argileux qui surmonte les grès grossiers a été subdivisé en deux formations limitées par le niveau où apparaissent les premières Ammonites (*Neolobites*) : à la base, une série argileuse à passées silteuses et calcaires; au-dessus, une série argileuse à bancs calcaires fossilifères.

La série argileuse à bancs calcaires à Ammonites a été appelée *formation de Zoo Baba*, du nom d'une oasis située au Sud de Bilma.

Dans la région qui nous occupe ici, à l'Est d'Ezerza, le détail de la stratigraphie de la formation de Zoo Baba ne peut être relevé. Il s'agit d'une épaisse série argileuse masquée. On rencontre, sur une largeur d'environ 25 km, quelques bancs calcaires intercalés dans des argiles. Les Ammonites s'y présentent en sections ou en fragments usés par les vents de sable et généralement indéterminables.

Compte tenu des pendages des bancs calcaires et des séries qui les encadrent, la formation de Zoo Baba doit avoir ici une épaisseur de l'ordre de 200 à 250 m sous les grès ferrugineux sus-jacents.

Une idée des successions lithologiques peut être donnée par la coupe de la fig. 55, qui détaille trois niveaux de la dernière coupe décrite. D'autres indications sont données par les coupes que nous examinerons plus loin et par celle du gisement classique de Zoo Baba.

2. La région de Zoo Baba

Le secteur de Zoo Baba a livré le premier affleurement fossilifère du bassin de Bilma. En 1868, G. ROHLFS y a aperçu des calcaires et des empreintes d'Ammonites. Plus tard, l'adjudant-chef GOBIN

récolta des échantillons qui furent étudiés par R. FURON (1941). Enfin, plus récemment, le gisement a été revu par P. RENAULT (1945), puis par A. BONNET.

La faune d'Ammonites de Zoo Baba comprend les espèces classiques du Cénomanién supérieur et du Turonien inférieur du Damergou : *Neolobites*, *Metengonoceras*, *Nigericeras*, *Hoplitoides*, généralement représentés par des spécimens de grande taille.

On ne possède aucune donnée sur l'épaisseur des couches de ce gisement classique. P. RENAULT (1954) indique que les calcaires fossilifères, séparés par des niveaux argileux de quelques décimètres, reposent sur des grès blancs et sont surmontés par 30 m de « marnes grises ». Au-dessus, viennent des grès fauves qui comprennent, vers la base, un niveau de petits Lamellibranches et Gastéropodes. Nous avons là une disposition générale semblable à celle de la région de Kafra, qui va être décrite maintenant.

3. La région de Kafra

Vers l'Est, les séries argileuses sont limitées par une côte gréseuse passant par Kafra et se dirigeant vers le Nord-Ouest (fig. 60 et 69). La profonde cuvette de Kafra, dominée par une falaise de plus de 110 m, permet de relever une coupe continue depuis les derniers niveaux calcaires de la série de Zoo Baba jusqu'aux bancs gréseux qui couronnent les buttes.

La succession des niveaux est la suivante, de haut en bas, dans la gara située au Nord-Est des puisards natronés (fig. 72) :

Niveaux	Puissances	
35	2 m	Grès brun très ferruginisé, en gros bancs (éch. 1766).
34	7 m	Grès brun lité, à niveaux ferrugineux.
33	1 m	Lit argileux blanc.
32	3 m	Grès brun lité, à lits ferrugineux.
31	3 m	Argiles blanches à violacées, gréseuses, à lits ferrugineux épais de 1 mm, abondants vers le haut.
30	1 m	Grès rose saumon.
29	2 m	Argile finement gréseuse.
28	5 m	Argile finement gréseuse, à lits jaunes et violets, et niveaux de plaques ferrugineuses épais de 10 cm.
27	5 m	Argile blanche, sèche d'aspect, bariolée de violet par lits donnant des plaques ferrugineuses au sommet.
26	0,30 m	Dalle ferrugineuse.
25	5 m	Grès brun, homogène, grossier, lité, à zones jaunes en haut. Stratification entrecroisée. <i>Débris végétaux</i> (éch. 1765).
24	1 m	Nombreuses plaquettes ferrugineuses de siltstone argileux, rouge, tendre ou induré.
23	6 m	Grès très fin, argile blanche très finement gréseuse, lits bariolés (éboulis ferrugineux).
22	1 m	Grès brun ferrugineux.
21	3 m	Grès argileux blanc, à niveaux ferrugineux et bariolés en dentelle, suivant les lits.
20	15 m	Grès fin brun beige ébouleux, ferrugineux au sommet.
19	1,80 m	Grosse dalle ferrugineuse fossilifère, formant corniche (éch. 1762).
18	10 m	Grès très fin, lité, bariolé, zoné en dentelle vers le sommet. Violet, rouge, blanc.
17	0,50 m	Niveau blanc très fin argileux, localement zoné (éch. 1761).
16	11 m	Argile finement gréseuse (cachée par des éboulis de grosses dalles ferrugineuses).

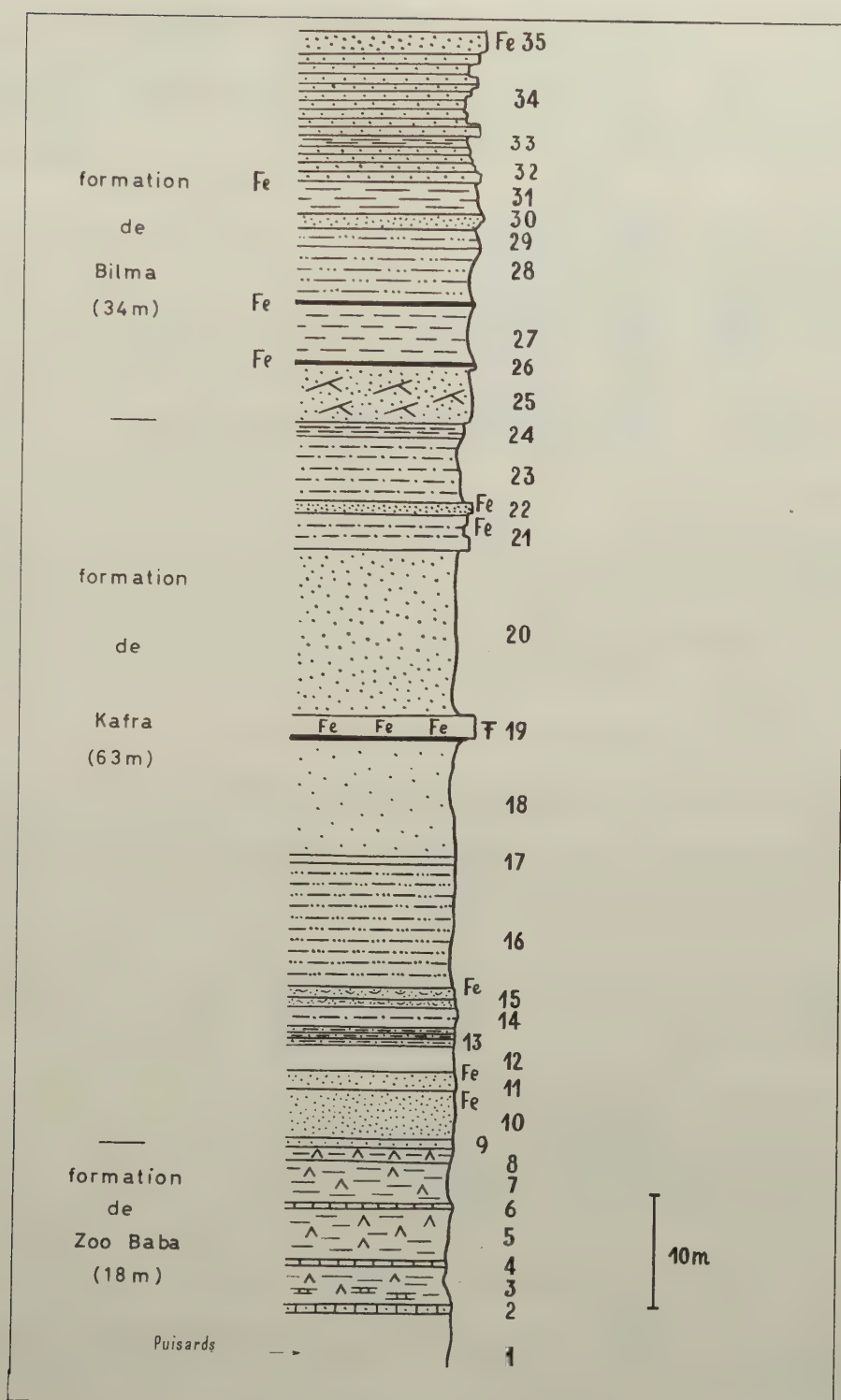


FIG. 72. — Coupe au NE des puisards de KAFRA.

15	2 m	Dalle ferrugineuse à traces de fossiles (éch. 1760).
14	1 m	Grès blanc beige à minces joints argileux et nodules d'argile de 1 cm à la base (éch. 1759).
13	2,50 m	Alternance de 8 bancs de grès blanc à jaune (15 cm) et d'argile grisâtre (10 cm) en joints (éch. 1758).
12	2 m	Masqué.
11	4 m	Grès fin homogène, kaki brun, à dalles ferrugineuses scoriacées (éch. 1756 et 1757).
10	2 m	Grès fin masqué.
9	0,50 m	Grès fin jaune (éch. 1755).
8	1 m	Argile grise à gypse (éch. 1754).
7	4 m	Niveau argileux masqué.
6	0,10 m	Calcaire gris jaunâtre formant une <i>lumachelle</i> à <i>Huitres</i> (éch. 1357).
5	4,50 m	Argile vert pâle à jaune, à gypse (éch. 1751 à 1753).
4	0,15 m	Calcaire brun beige. <i>Lumachelle</i> à <i>Oursins</i> et <i>Huitres</i> (éch. 1750).
3	3,50 env.	Argile à gypse, à niveaux calcaires, masquée par les diatomites à plaques calcaires (éch. 1749).
	0,15 m	<i>Lumachelle</i> calcaire beige jaune, indurée (éch. 1748).
	5 env.	Niveau masqué au-dessus des puisards natronés.
Total 116 m		

Les 18 premiers mètres (niveaux 1 à 8), qui comportent des argiles à gypse et des niveaux calcaires fossilifères, représentent le sommet de la formation de Zoo Baba. P. RENAULT (1953) a, le premier, signalé ce gisement et cite les Lamellibranches suivants :

Ostrea praelonga SHARPE
Ostrea sp. WOOD 1906
Astarte awensis WOOD 1911
Cardita sp.
Perna sp.

De nouveaux prélèvements ont livré, à côté d'un Oursin indéterminable, de nombreux exemplaires d'*Ostrea* (*Liostrea*) *delettrei* COQUAND, dont les formes allongées passent à *O. praelonga* SHARPE.

Les faunes connues dans le Cénomanien, le Turonien et le Sénonien d'Afrique, ne peuvent servir à préciser l'âge exact du gisement. Cependant celui-ci, situé stratigraphiquement au-dessus des gisements à Ammonites du Turonien supérieur et sous le Sénonien à Lamellibranches, appartient sans doute au Turonien supérieur.

La partie moyenne de la falaise, sur 63 m environ (niveaux 9 à 24), est constituée de grès fins et d'argiles finement gréseuses comprenant de nombreux niveaux ferrugineux. L'un de ces niveaux (19) constitue la *lumachelle ferrugineuse*. Il s'agit d'un siltstone ou d'un grès très fin, à ciment d'oxyde de fer, pétri de petits Lamellibranches :

Pseudocucullaea lens SOLGER
Fragum perobliquum KOENEN
Astarte similis MUNSTER
Brachydontes (?) cf. *charmes* THOMAS et PÉRON
Parmicorbula incurvata KOENEN

A ces Lamellibranches sont souvent associés des Gastéropodes proches de *Turritella* sp.

L'association de Lamellibranches indique, pour S. FRÉNELX, un âge sénonien inférieur ou moyen (Coniacien ou Santonien à Campanien).

Les grès fins et argiles gréseuses à niveaux ferrugineux compris entre les argiles à bancs calcaires et le premier banc de grès grossier à stratification entrecroisée, ont reçu le nom de *formation de Kafra*. Son épaisseur est ici d'environ 63 m.

La partie supérieure des buttes de Kafra est constituée de grès brun, parfois grossier et à stratification entrecroisée avec intercalations d'argile blanche kaolinique gréseuse. Les grès prennent de plus en plus d'importance vers le haut de la série. Les intercalations ferrugineuses sont fréquentes; elles renferment des débris végétaux qui existent aussi dans les grès. Certains petits fragments végétaux ferrugineux permettent d'observer la structure des fibres trachéides d'une espèce homoxylée du genre :

Dadoxylon (Araucarioxylon) sp.

Cette formation, observée ici sur 34 m d'épaisseur, a reçu le nom de *formation de Bilma*, car elle se développe sur près de 200 m dans la falaise qui domine cette oasis. Elle est caractérisée par des grès grossiers ou fins, et des argiles kaoliniques et silteuses, sans faune marine. Reposant sans discordance notable sur le Sénonien inférieur ou moyen, la formation de Bilma est elle-même, dans sa partie inférieure, d'âge sénonien moyen ou supérieur. Il semble, en effet, y avoir continuité de sédimentation.

La succession lithologique de Kafra nous révèle comment évoluent les faciès dans le temps. En montant dans la série stratigraphique, on passe, sans discordance majeure, de termes marins argileux et calcaires à une série gréseuse fine et kaolinique encore marine, puis à des stampes gréseuses plus grossières, à stratification entrecroisée et à Végétaux. L'évolution des faciès se fait progressivement, par intercalations de niveaux gréseux de plus en plus épais avec de nombreuses récurrences kaoliniques. Le signe négatif ou régressif de la macroséquence est évident; il est, de plus, progressif.

Dans ces variations n'entrent pas en ligne de compte certains caractères secondaires de la lithologie, tels que la coloration, les bariolures et même la répartition des oxydes de fer. Cependant, on remarque que la formation de Kafra et certains niveaux de la base de la formation de Bilma, sont riches en oxydes de fer qui apparaissent essentiellement sous forme de petits lits responsables des nombreuses plaquettes et dalles ferrugineuses des affleurements.

4. La région de Tiguedelane et de Ndjesomi

Les bancs ferrugineux repères à Lamellibranches de Kafra peuvent être suivis vers le Nord-Ouest de cette oasis sur plusieurs dizaines de kilomètres.

Vers le Sud-Est, nous avons vu que P. RENAULT (1954) les a signalés dans la falaise de Zoo Baba; entre ce point et Kafra, l'erg de dunes vives est largement développé et ne laisse apparaître que quelques témoins dans lesquels aucun niveau fossilifère n'a pu être retrouvé, à l'exception de traces végétales semblables à celles connues dans la formation de Bilma.

Les buttes de Ndjesomi (fig. 69) sont situées sensiblement à mi-distance de Kafra et des premiers affleurements céno-mano-turonien de la région de Zoo Baba. Elles peuvent être considérées comme des buttes témoins faillées présentant les mêmes niveaux stratigraphiques que la partie supérieure de Kafra. Les niveaux fossilifères n'apparaissent pas dans la coupe de la falaise et doivent être situés plus bas, cachés sous le sable et les diatomites, à l'Ouest des affleurements.

Faute de fossiles, la position stratigraphique exacte des niveaux de Ndjesomi et de Tiguedelane ne peut être précisée. Le faciès lithologique d'ensemble est cependant le même que celui du sommet de la formation de Kafra et de la falaise de Bilma. On note, en particulier, des alternances de grès très fins bruns ou bariolés et des siltstones argileux jaunes ou blancs avec des dalles ferrugineuses à traces végétales. Les bancs sont généralement peu épais et bien lités, avec parfois une fine stratification entrecroisée.

5. La région de Bilma

Près de soixante kilomètres séparent les pitons de Kafra de la falaise de Bilma qui recoupe le 19^e parallèle à la hauteur de Dirkou. Sur cette distance, la plaine, très ensablée, ne laisse voir que quelques rochers de grès ferrugineux. Ces affleurements correspondent aux différents niveaux décrits dans les buttes témoins avancées de Kafra et, dans les derniers kilomètres, à des niveaux plus élevés que nous examinerons dans la falaise de Bilma.

A Bilma, la cuvette, très profonde, permet l'observation des niveaux les plus inférieurs de la falaise. Ceux-ci comprennent des argiles à plaques ferrugineuses, à traces végétales, montrant au microscope des grains de glauconie. Il s'agit, sans doute, des niveaux les plus élevés de la formation marine de Kafra. Au-dessus, des grès marrons ou bruns correspondent aux niveaux les plus élevés de la falaise de Kafra; ils sont surmontés de grès très fins et de siltstones présentant une structure détritique particulière, avec de gros quartz arrondis dispersés.

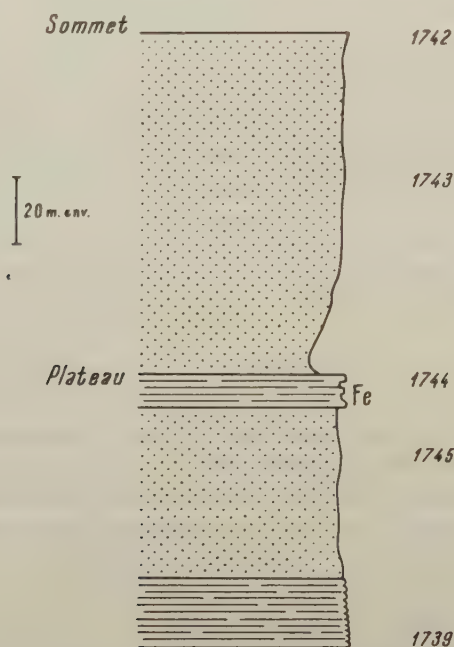


Fig. 73. — Coupe schématique de la falaise de Bilma au Nord-Est du Poste.

La coupe schématisée se présente comme suit, de haut en bas (fig. 73) :

	{	Sommet un peu induré, légèrement quartzifié.
100 m	{	Grès beige orangé, fin à très fin (éch. 1742).
	{	Grès blanc très fin, à zones silteuses et argileuses violettes et rose bonbon (éch. 1743).
	{	Grès marron à zones grossières hétérogènes.
10 m		Argiles schisteuses gris lavande ou blanches, grès fin rose saumon, et plaques ferrugineuses à traces végétales.
50 m		Grès marron à grain moyen, avec stratification parfois entrecroisée.
20 m		Argiles blanches et plaques ferrugineuses à traces végétales. Présence de glauconie à la base.

Puissance totale 180 m

La base de la falaise est en partie masquée par des formations lacustres à diatomite et dalles calcaires et du sable dunaire (1).

Vers le Nord, entre Dirkou et Yeggeba, les niveaux qui affleurent dans la falaise comprennent des grès blancs très fins, des siltstones et des argiles grises finement gréseuses ou silteuses. Les niveaux de grès grossiers sont peu développés. Il s'agit essentiellement des couches correspondant à la partie supérieure de la falaise de Bilma.

A Bilma, l'altitude des niveaux à glauconie de la base de la falaise est d'environ 350 m. A Kafra, l'altitude du sommet de la formation grés-argileuse marine est d'environ 450 m sous les grès marrons. On en déduit que, sur les 60 km séparant ces deux points, le sommet de la formation de Kafra s'abaisse d'une centaine de mètres, ce qui correspond à une composante du pendage dans la direction Kafra-Bilma d'environ 1/10 de degré (1,7 m au kilomètre). Cette composante est faible, car elle est très oblique par rapport à la direction générale du pendage des couches qui est dirigée vers le Nord-Est ou l'Est-Nord-Est. Dans cette direction, le pendage moyen théorique serait de près d'un tiers de degré. (Ces considérations ne tiennent pas compte des failles dont les rejets sont parfois importants, mais de sens variable.)

Au Sud de Bilma, les couches se relèvent progressivement et les niveaux de la formation de Zoo Baba apparaissent à une trentaine de kilomètres.

6. Résumé : Stratigraphie du bassin de Bilma vers le 19^e parallèle

On peut synthétiser les observations et les coupes présentées dans les paragraphes précédents sous forme d'une échelle stratigraphique schématique, en proposant les épaisseurs possibles et les faciès lithologiques moyens des formations dans le tableau suivant :

Age proposé	Formation	Puissance approximative	Faciès lithologique dominant et caractéristique
Tertiaire inf. (?) Sénonien sup.	Bilma	200 m	Grès moyens, puis siltstones (débris végétaux)
Sénonien moyen et inférieur	Kafra	65 m	Grès fin, argile blanche. Lumachelle ferrugineuse à <i>Lamellibranches</i>
Turonien et Cénomanién sup.	Zoo Baba	250 m	Argile verte, lumachelles calcaires à <i>Ammonites</i>
Cénomanién inf.	Ezerza	200 m	Argiles vertes, siltstones et calcaires noirs
Crétacé inf.	Achegour	200 m	Grès clairs moyens et grossiers à stratification entrecroisée
Précambrien et Paléozoïque			

A cette latitude, la puissance totale des formations sédimentaires serait donc de l'ordre de 900 à 1 000 m pour le Crétacé.

(1) Les dalles calcaires contiennent des Roseaux fossiles. Il s'agit de formations du Quaternaire récent, datées, à Kafra, de 7 000 ans avant nos jours par la méthode du Carbone 14 (voir p. 40). Il ne faut pas confondre sur le terrain ces calcaires avec ceux du Crétacé.



FIG. 74. — Coupe schématique cotée de Kafra à Bilma.
N.B. — L'échelle des hauteurs est exagérée cinquante fois.

B. — PARTIE MOYENNE DU BASSIN DE BILMA

1. Coupe d'Ezerza à la gara Arkéna et vers Cheffadène

Nous avons vu qu'au Nord d'Ezerza, les grès d'Achegour s'enfoncent vers l'Est-Nord-Est avec un pendage de l'ordre de 2 à 3°; dans cette direction, l'ensablement est complet sur 15 km, jusqu'à une butte d'une soixantaine de mètres de haut offrant des pendages parallèles aux précédents et variant de 3 à 6°. Cette dernière butte a été dénommée « butte « A » ».

La partie cachée sur 15 km est dans le prolongement de la direction des bancs calcaires des formations d'Ezerza et Zoo Baba, dont les affleurements se rencontrent sporadiquement plus au Sud. Il est certain que la zone masquée correspond à ces formations. Si leur pendage moyen est de 2°, près de 500 m de terrains sont cachés et peuvent appartenir aux niveaux d'Ezerza, de Zoo Baba et à la base de Kafra, avec des puissances du même ordre que celles que nous avons admises plus au Sud. Mais il est possible que ces formations soient affectées de légères ondulations annonçant un anticlinal à l'Ouest de la butte « A ».

Cette dernière est constituée de grès très fins à dalles ferrugineuses qui rappellent les faciès de la partie supérieure de la falaise de Kafra. Aucun fossile n'y a été trouvé, sauf des traces végétales vers le sommet qui se rapporte sans doute à la formation de Bilma. La partie inférieure appartient peut-être à la formation de Kafra.

La succession lithologique de la butte « A » est la suivante, de haut en bas (fig. 75) :

Niveaux	Puissances	
13	1 m	Dalle ferrugineuse à trous (anciens galets d'argile). Teinte sombre gris bleu noir. Grain très fin.
12	6 m	Grès fin en grandes dalles, ferrugineux, éboulex.
11	0,80 m	Dalle de grès ferrugineux noir à grain fin.
10	7 m	Grès schisteux en minces dalles (3 cm), marron à chamois, à grain fin.
9	0,40 m	Dalle ferrugineuse fine, à petits trous, à traces végétales. Localement de teinte marron avec des traces argileuses blanchâtres.
8	10 m	Grès fin schisteux, lité, marron à brun roux.
7	0,40 m	Dalle de grès jaune verdâtre, ferruginisé et noir au sommet. Grain fin, stratifié.

6	5 m	Grès schisteux chamois ou kaki, et grès en dalles de 10 cm plus ou moins ferruginisées. Grain très fin.
5	0,50 m	Dalle de grès ferrugineux fin, à trous de 3 cm.
4	6 m	Grès jaune chamois schisteux.
3	0,30 m	Dalle de grès plus ou moins ferrugineux, fin et schisteux.
2	15 m	Grès fin chamois et argiles masquées, zones schisteuses jaunes à galets d'argile (éch. 2867).
1	30 m	Eboulis cachant des niveaux tendres à plaquettes chamois (éch. 2866).
Total 82,4 m		

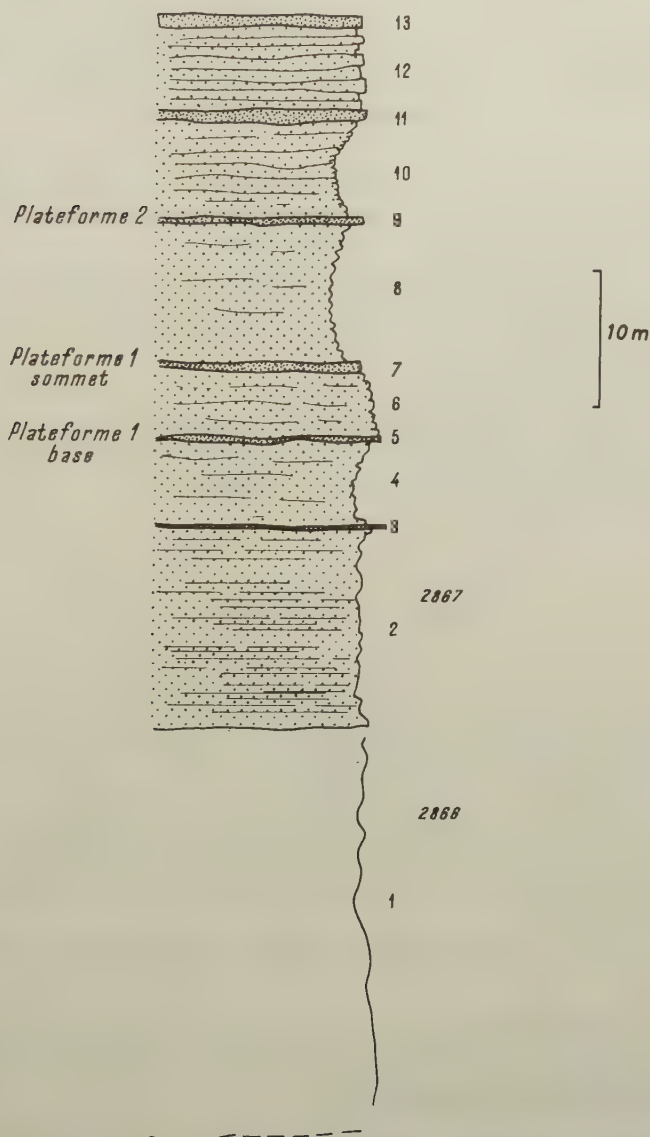


FIG. 75. — Succession lithologique de la butte « A »
(20 km à l'Est des rochers situés à 40 km au Nord d'Ezerza). Formation de Kafra ou de Bilma.

Certains de ces niveaux affleurent au Sud-Est de la butte et se prolongent dans cette direction, sur quelques kilomètres, en direction des couches signalées au Nord-Ouest de Kafra.

Vers l'Est-Nord-Est, les niveaux s'enfoncent progressivement avec des pendages de quelques degrés, puis se redressent brusquement le long d'un grand accident linéaire passant par la gara Arkéna. Le long de cette fracture, les grès des formations de Kafra ou de Bilma ont des pendages dépassant localement 50° et sont en contact, vers l'Est, avec les bancs calcaires de la formation de Zoo Baba. Ces bancs calcaires sont remontés à la faveur de la zone anticlinale déterminée par l'accident de la gara Arkéna. Vers le Nord-Est, ils s'enfoncent à nouveau et ne réapparaissent qu'à l'Est de la butte « C » (voir la coupe de la fig. 90).

La succession lithologique de la butte « C » est la suivante, de haut en bas :

30 m	Grès ferruginisé à grain fin, passées de grès grossiers noirs à galets d'argile, grès rouille.
20	Grès fin en dalles, plaquettes ferrugineuses schisteuses, grès vert.
10	Argiles masquées avec bancs calcaires à sections d'Ammonites.
et plus	

Dans la butte, les faciès sont modifiés par une ferruginisation intense liée au passage d'un accident; mais on reconnaît les grès à plaquettes ferrugineuses de la formation de Kafra, superposées, ici aussi, aux calcaires fossilifères de la formation de Zoo Baba.

Vers l'Est et jusqu'à Cheffadène, les quelques affleurements rencontrés montrent des grès en dalles sombres de teinte « pain d'épice » et des argiles à plaques de siltstone ferrugineux. Ces faciès correspondent aux niveaux de la formation d'Ezerza et nous en décrirons d'autres successions à propos de la région de Cheffadène.

En résumé, l'étude de la région comprise entre Ezerza et Cheffadène confirme la stratigraphie établie plus au Sud, sans apporter suffisamment d'éléments pour en indiquer les variations. En revanche, du point de vue tectonique, elle met en évidence une succession d'ondulations coupées de longues fractures qui font réapparaître les niveaux calcaires plusieurs fois.

2. La région de Cheffadène

Le profil précédent permet de situer les niveaux qui affleurent autour de Cheffadène. Apparaissant sous les bancs calcaires fossilifères de la formation de Zoo Baba, ils sont dans une situation stratigraphique semblable à celle des niveaux d'Ezerza.

Vers le Nord et le Nord-Nord-Ouest de Cheffadène, le socle se situe à 55 et 70 km. Immédiatement au Sud, et dans la région de Tiffa, des affleurements de grès grossiers et de quartzites appartiennent sans doute à la formation d'Achegour. Des affleurements sporadiques de la même série se suivent jusqu'à une trentaine de kilomètres au Sud-Est de Tiffa, où l'on note des grès clairs, blancs ou mauves, à gros quartz dispersés.

A 63 km au Sud-Sud-Est de Tiffa, une falaise haute de près de 18 m montre la succession suivante, de haut en bas :

0,50 m	Dalle de grès ferrugineux.
7	Grès rose beige, finement zoné, à niveaux grossiers à stratification entrecroisée de 0,20 m de puissance.
3	Argile blanche finement gréseuse, litée.

Cette falaise à regard ouest, située à 8 km de Cheffadène, nous indique donc la nature des premiers niveaux affleurant de la formation de Cheffadène. Il s'agit, comme pour la suite de la formation, d'alternances d'argiles kaoliniques gréseuses et de grès fins ou moyens.

Niveaux	Puissances	
7	10 m	Grès en dalles, de teinte mauve verdâtre.
6	5 m	Grès tendre et argiles masquées.
5	3 m	Grès fin vert à mauve, dalles ferrugineuses.
4	10 m	Grès et argile tendres.
3	12 m	Grès fin tendre blanc beige, avec grande stratification entrecroisée; quelques lits argileux irréguliers, rares zones grossières lenticulaires à quartz de 3 mm. Vers la base, joints argileux blancs irréguliers et galets d'argile blanche.
2	12 m	Argile blanche schisteuse, sableuse.
1	10 env.	Argiles à gypse verdâtres, du fond de la cuvette de Cheffadène.

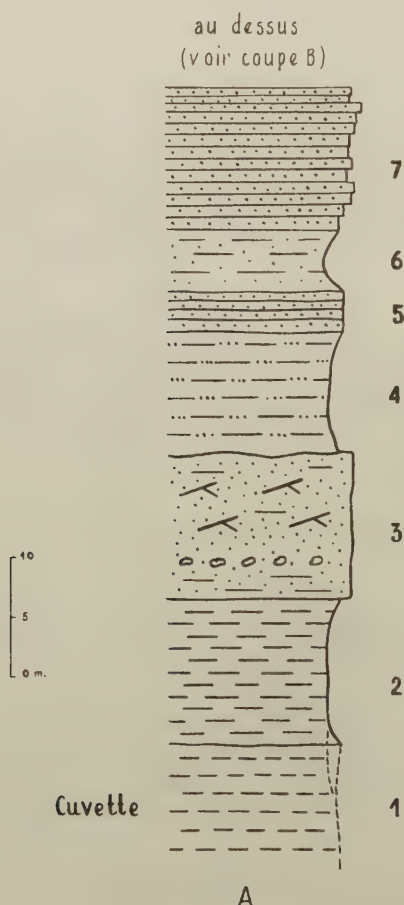


FIG. 77. — Coupe de la falaise à 5 km au Sud de Cheffadène. (« A » sur le croquis de position).

Vers l'Est, le plateau permet encore l'observation de grès en dalles de teinte « pain d'épice », que nous retrouvons à la base de la coupe suivante :

Coupe B (fig. 78), au Sud-Est de Cheffadène, jusqu'au kilomètre 22,5, à partir de Cheffadène, de haut en bas :

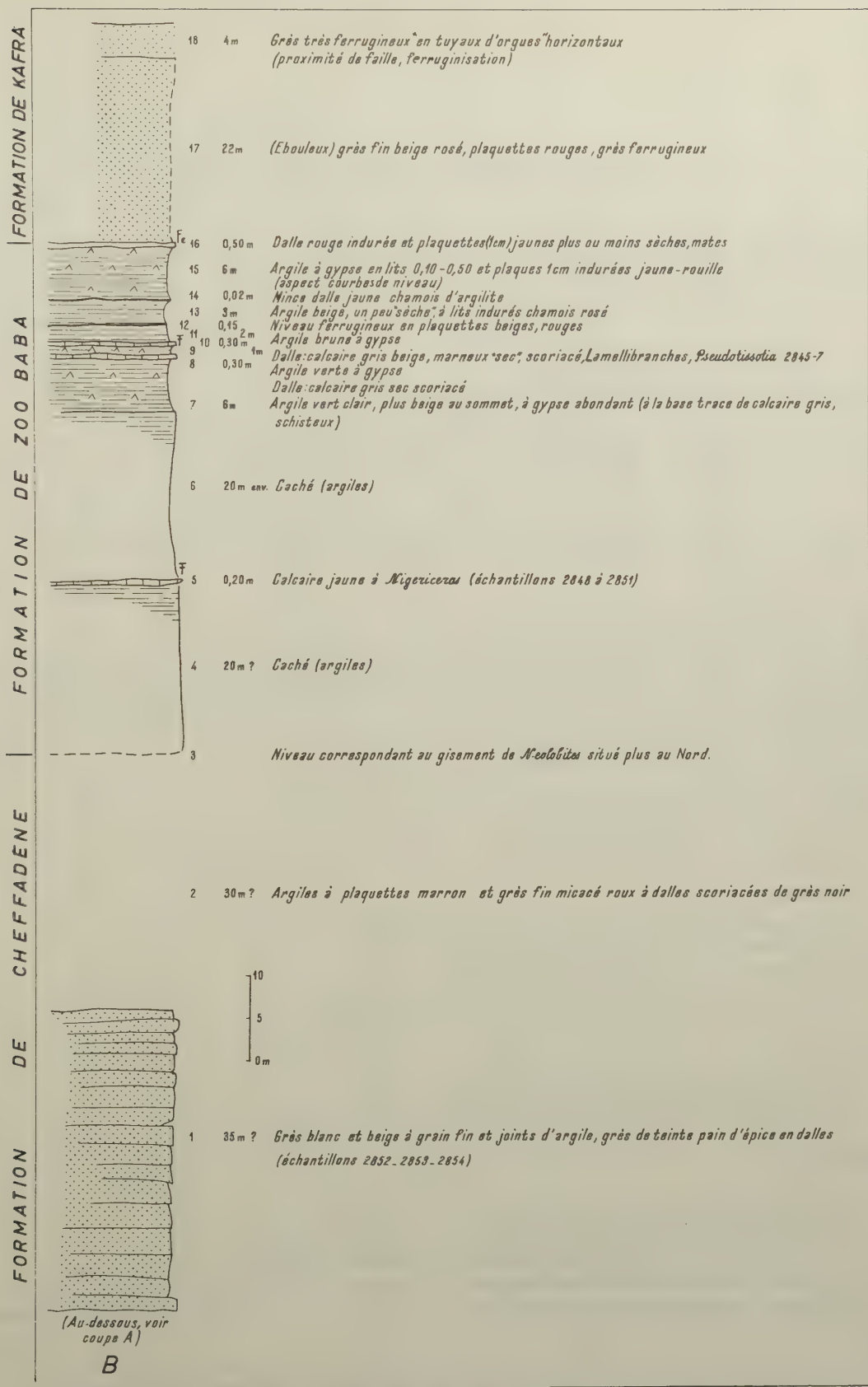


FIG. 78. — Coupe B au Sud-Est de Cheffadène jusqu'au km 22,5. («B» sur le croquis de position).

Niveaux	Puissances	
18	4 m	Grès très ferrugineux (à « tuyaux d'orgue » horizontaux).
17	22 m	Grès fin beige rosé, plaquettes rouges, grès ferrugineux (éboulis).
16	0,50 m	Dalle rouge indurée et plaquettes mates jaunes de 1 cm.
15	6 m	Argile à gypse et plaquettes interstratifiées de 1 cm, jaune rouille.
14	0,02 m	Mince dalle jaune chamois.
13	3 m	Argile beige à lits chamois indurés.
12	0,15 m	Niveau ferrugineux en plaques beiges à rouges.
11	2 m	Argile brune à gypse.
10	0,30 m	Dalle de calcaire gris beige, marneux, à Lamellibranches et à <i>Pseudotissotia</i> (éch. 2845 à 2847).
9	1 m	Argile verte à gypse.
8	0,30 m	Dalle calcaire gris mat, scoriacée.
7	6 m	Argile vert clair, beige au sommet, à gypse abondant, avec traces de calcaire à la base.
6	20 env.	Masqué dans la plaine, essentiellement argileux.
5	0,20 m	Calcaire jaune clair à <i>Nigericeras</i> (éch. 2848 à 2851).
4	20 env.	Caché : argiles. Niveau correspondant sensiblement au gisement de <i>Neolobites</i>
3		situé plus au Nord.
2	30 env.	Argiles à plaquettes marrons et ferrugineuses.
1	35 env.	Grès blanc, beige, à grain fin et joints d'argile, grès de teinte « pain d'épice » en dalles (éch. 2852 à 2854).

Puissance tot. env. 150 m

Les niveaux 16, 17 et 18 de grès fins à plaquettes ferrugineuses correspondent à la formation de Kafra, qui vient au-dessus des argiles à dalles calcaires à Ammonites de la formation de Zoo Baba (niveaux 3 à 15), d'environ 60 m d'épaisseur ici. Les niveaux les plus inférieurs (1 et 2) correspondent à la formation de Cheffadène. Cette formation a la même position stratigraphique que la formation d'Ezerza, mais elle admet des bancs gréseux épais; les argiles y sont surtout kaoliniques et les calcaires en ont pratiquement disparu.

La faune du niveau calcaire supérieur (niveau 10) est la suivante :

AMMONITES

Pseudotissotia (Bauchioceras) nigeriensis WOODS

LAMELLIBRANCHES

Granocardium (Granocardium) productum SOWERBY

Aphrodina (Mesocallista) euglypha WOODS

Protocardia (Brevicardium) pruvosti FRENEIX mss

La faune du niveau calcaire inférieur (niveau 5) comprend :

AMMONITES

Nigericeras cf. *lamberti* SCHNEEGANS (forme aplatie)

Nigericeras cf. *lamberti* SCHNEEGANS (forme renflée)

? *Nigericeras* cf. *jacqueti* SCHNEEGANS

LAMELLIBRANCHES

Plicatula sp.

Isognomon sp., peut être un exemplaire jeune de :

Phelopteria kitsoni COX

Camptonectes sp. aff. *vingatus* SOWERBY, var. *kaffraria* RENNIE

Astarte (Astartemya (Frejastarte)) similis MUNSTER

Parmicorbula kaouarensis FRENEIX mss

Protocardia (Brevicardium) pruvosti FRENEIX mss

Veniella byzacenica PERVINQUIÈRE

Ces deux gisements superposés sont d'âge turonien inférieur. On y retrouve deux zones d'Ammonites connues en Nigeria et dans le Tinrhert. Ils surmontent les argiles à *Neolobites* du Cénomanién supérieur.

Une autre succession relevée à 8 km au Nord de la précédente, à l'ESE de Cheffadène, a livré des fossiles dans les grès fins à plaquettes superposés aux calcaires à Ammonites. La coupe (C) est la suivante, de haut en bas (fig. 79) :

Niveaux	Puissances	
39	1 m	Grès ferrugineux à zones conglomératiques, de teinte noire, à trous.
38	3 m	Grès rose saumon à roux, assez grossier, parfois lité ou zoné; points blancs.
37	0,20 m	Lentille de graviers de quartz de 3 mm.
36	8 m	Grès rose saumon assez fin, à traînées argileuses blanches et à stratification entrecroisée.
35	0,60 m	Argile blanche litée schisteuse, finement gréseuse.
34	0,20 m	Grès rose saumon.
33	0,30 m	Argile blanche kaolinique schisteuse, très finement gréseuse, zonages.
32	0,40 m	Grès rose saumon assez fin, à traînées blanches.
31	4 m	Masqué.
30	2 m	Masqué.
29	0,40 m	Grès conglomératique ferrugineux affleurant sur un plateau.
28	2 m	Grès rose saumon assez fin, à traces argileuses blanches.
27	0,10 m	Grès conglomératique ferrugineux.
26	0,05 m	Plaques silteuses ferrugineuses rouge brique.
25	0,15 m	Dalle rouge à débris de tiges végétales charbonneuses noires.
24	2,50 m	Argile blanche finement sableuse, micacée, à traînées ferrugineuses noires.
23	1,80 m	Grès fin beige chamois, à traînées argileuses blanches, à stratification entrecroisée. Surface ferruginisée.
22	0,80 m	Lentille d'argile blanche schisteuse, bariolée de lilas.
21	3 m	Grès fin beige, blanc ou chamois, à grande stratification entrecroisée. Traînées argileuses donnant des débris et galets d'argile.
20	3 m	Grès sableux gris blanc, à lits d'argile gris tendre.
19	3 m	Masqué.
18	10 env.	Grès tendre ou argile (masqué).
17	3,50 m	Argile blanche kaolinique.
16	3 m	Grès ferrugineux en dalles, à lits de grès grossier et galets d'argile (éch. 2797).
15	3 m	Argile et plaquettes ferrugineuses silteuses.
14	0,50 m	Grès fin brun, lité, micacé, à zones ferrugineuses brun roux et à Lamellibranches : <i>Fragum perobliquum</i> (éch. 2796).
13	10 m	Argiles à plaquettes silteuses.
12	0,20 m	Grès fin sableux jaune vert, en banc.
11	2 m	Argile verte sableuse à minces plaquettes ferrugineuses (éch. 2788).
10	0,10 m	Argile verte sableuse esquilleuse à Lamellibranches (éch. 2787).
9	0,20 m	Grès fin glauconieux à Lamellibranches (éch. 2786).
8	0,40 m	Grès fin argileux glauconieux (éch. 2785).
7	10 env.	Argile et grès sableux (masqué).
6	10 env.	Argile vert pâle à gypse.
5	0,70 m	Grès très fin glauconieux, gris vert.
4	0,40 m	Banc calcaire gris à <i>Pseudotissotia</i> (éch. 2798 à 2800).
3	20 env.	Argile à gypse.
2	0,20 m	Banc calcaire jaune ou blanc à <i>Nigericeras</i> (éch. 2789 à 2795).
1		Argiles.

Puissance tot. env. 110 m

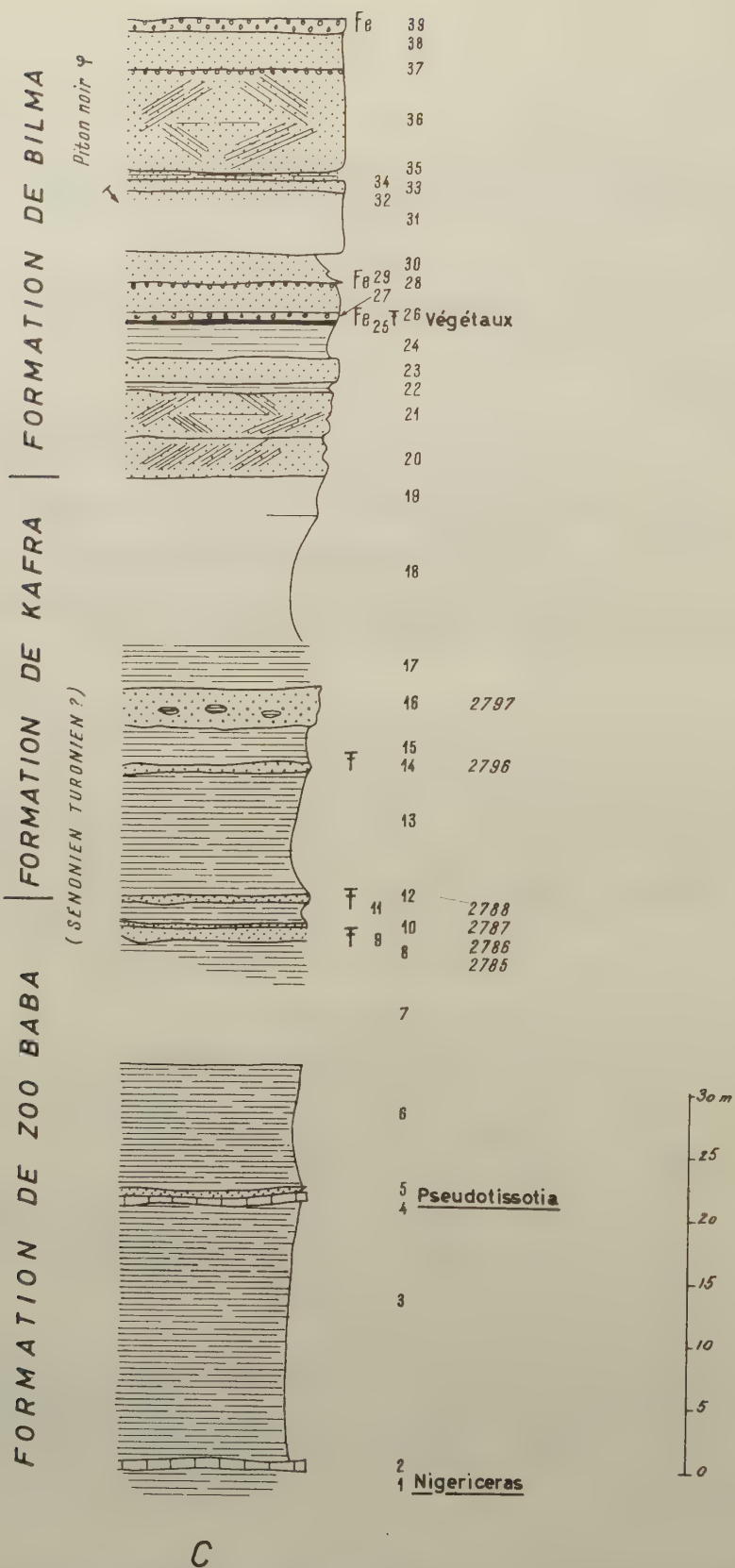


Fig. 79. — Coupe à l'ESE de Cheffadène jusqu'au km 30. (« C » sur le croquis de position).

Dans cette coupe, trois ensembles lithologiques peuvent être distingués :

- a) Au sommet (niveaux 20 à 39), sur une trentaine de mètres, des alternances de grès à lentilles grossières et d'argiles kaoliniques gréseuses, elles-mêmes en lentilles et en débris dans les grès. La stratification est souvent entrecroisée et les *fragments végétaux* présents. C'est le faciès habituel de la formation de Bilma.
- b) Au-dessous (niveaux 13 à 19), sur 33 m, des argiles kaoliniques à plaquettes silteuses et des grès fins lités, ferrugineux à *Fragum perobliquum* KOENEN. Le faciès est celui de la formation de Kafra, mais on note ici une diminution d'épaisseur et l'apparition de quelques lits de grès grossiers.
- c) A la base (niveaux 1 à 12), sur environ 53 m, des argiles grises ou vert pâle terminées par des grès glauconieux et comprenant les deux bancs calcaires à Ammonites. Il s'agit de la partie supérieure de la formation de Zoo Baba, au-dessus des *Neolobites*; l'épaisseur est ici réduite et les niveaux sableux plus développés. De plus, le banc calcaire supérieur (niveau 4) est riche en quartz détritique.

La faune des niveaux glauconieux supérieurs (niveaux 9 et 10, éch. 2786 et 2787) comprend les Lamellibranches suivants :

Fragum aff. *tropicum* KOSSMAT
Plicatulaourneli COQUAND
Glycymeris (*Glycymerita*) sp.
Cardium sp. aff. *tropicum* KOSSMAT
Veniella byzacenica PERVINQUIÈRE

Ces espèces sont surtout turoniennes.

Les Ammonites du niveau 4 se rapportent à :

Pseudotissotia (*Bauchioceras*) *nigeriensis* WOODS (éch. 2800)

Elles sont associées aux Lamellibranches suivants (éch. 2799) :

Granocardium (*Granocardium*) *productum* SOWERBY
Pholadomya aff. *pedernalis* ROEMER

Les Ammonites du niveau 2 (éch. 2792-2794) comprennent de très nombreux exemplaires de :

Nigericeras cf. *lamberti* SCHNEEGANS
Nigericeras sp. ex. gr. *gignouxii* SCHNEEGANS
Nigericeras sp.
Vascoceras sp.

D'autres gisements du même niveau calcaire permettent d'ajouter :

Nigericeras aff. *gadeni* CHUDEAU (éch. 2802)
Vascoceras sp. nov. (éch. 2838)

associés aux Lamellibranches (éch. 2839) :

Plicatulaourneli COQUAND
Veniella byzacenica PERVINQUIÈRE

et au Gastéropode :

Ampulina sp.

La microfaune des calcaires à *Nigericeras* comporte essentiellement des *Gumbelines*.

Vers l'WNW, une plaine argileuse s'étend au pied des falaises dominant les gisements de *Nigericeras*; elle correspond à la prolongation des niveaux à *Neolobites*, puis à des argiles jaunes et vertes

à gypse, des dalles ferrugineuses et des bancs de grès brun verdâtre du sommet de la formation de Cheffadène, dont la partie supérieure présente encore les faciès d'Ezerza. Nous verrons plus loin des coupes successives dans cette formation.

Les niveaux calcaires à Ammonites se suivent vers le Sud-Ouest et se raccordent à ceux de la coupe B précédente. Vers le Nord-Est, on peut encore les suivre sur 7 à 8 km, jusqu'à un point où l'on note la succession suivante (coupe H) :

	Dalle ferrugineuse formant plateau.
5 m	Grès fin roux.
15	Argile blanche à dalles schisteuses chamois.
15	Argile et grès fin verdâtre, à niveaux ferrugineux.
0,40	Dalle calcaire à <i>Nigericeras</i> (éch. 2838 à 2840).
20 env.	Argile bleu vert et noire, en partie masquée sous la plaine. Gypse (éch. 2833).
0,20	Lumachelle ferrugineuse légèrement gréseuse à <i>Neolobites</i> (éch. 2834 à 2836).
—	Argiles vertes à gypse (éch. 2837).
—	
Total env. 55 m	

Le niveau calcaire supérieur à *Pseudotissotia* n'a pas été observé. Il semble qu'il passe à des grès verdâtres et qu'on n'en retrouve plus trace vers le Nord. Par contre, le niveau à *Nigericeras* est encore franchement calcaire. Le banc contenant les *Neolobites* est un siltstone à ciment ferrugineux, qui a livré la faune suivante :

AMMONITES (éch. 2836) :

Neolobites vibrayanus d'ORBIGNY

LAMELLIBRANCHES (éch. 2834 et 2835) :

Phelopteria kitsoni COX

Calva (Chimela) bilmensis FRENEIX mss

Mutiella nov. sp.

cf. *Anisocardia orientalis* CONRAD var. *tanoutensis* SCHNEEGANS

Nanonavis gilettae SCHNEEGANS

Plicatulaourneli COQUAND

Exogyra columba LAMARCK

Mutiella cheffadenensis FRENEIX mss

Les Gastéropodes turritelliformes n'ont pu être déterminés.

Nous retrouvons donc ici la faune typique du Cénomanien supérieur du Niger.

La microfaune des argiles situées immédiatement sous la zone à *Neolobites* comprend des individus de très petite taille :

Ammobaculites sp.

Haplophragmoides sp.

Sous ce niveau, les seuls fossiles rencontrés pour l'instant vers le sommet de la formation de Cheffadène comprennent des fragments de Lamellibranches et des débris phosphatés rappelant les restes organiques de la formation d'Ezerza.

3. Résumé

Pour résumer l'ensemble de ces descriptions, on peut synthétiser les observations précédentes dans une échelle stratigraphique valable sur le parallèle de Cheffadène. De haut en bas, les formations suivantes ont été distinguées :

Formations		Puissances	Faciès lithologiques et faunes caractéristiques
Bilma (base)		plus de 30 m	Grès à zones grossières et argiles kaoliniques gréseuses. Traces végétales.
Kafra		33 m	Grès fin et argiles à plaquettes. Faune de Lamellibranches du Sénonien inférieur ou moyen.
Zoo Baba	Biozones <i>Pseudotissotia</i> <i>Nigericeras</i> <i>Neolobites</i>	53 m	Argiles vertes à bancs calcaires à faune marine abondante (Cénomaniens supérieur et Turonien inférieur).
Cheffadène		plus de 130 m	Grès fin à passées grossières et bancs d'argile silteuse et gréseuse (rares niveaux à traces d'origine marine).
Achegour		180 m(?)	Grès grossier quartzifié.
Socle			

On constate que les formations classiques du Sud du bassin de Bilma se retrouvent ici, avec des épaisseurs moindres pour les niveaux à faune marine (cf. tableau p. 239).

Parallèlement à cette diminution d'épaisseur, quelques changements de faciès ont été notés : disparition des calcaires et changement de nature des niveaux argileux, dans la formation d'Ezerza et à la base de la formation de Zoo Baba; augmentation de la taille d'une partie des éléments détritiques, dans la formation de Kafra et à la base de celle de Bilma.

Les changements de faciès, à cette latitude, semblent surtout appréciables à la base et au sommet de l'ensemble de la série. Ils rendent notamment nécessaire l'introduction d'une nouvelle dénomination pour la formation d'Ezerza : la *formation de Cheffadène*. Le niveau calcaire à *Nigericeras*, en revanche, reste identique à lui-même et totalement dépourvu de phase détritique.

Nous allons maintenant examiner l'évolution de ces différentes unités le long des zones d'affleurement, essentiellement soulignées par les trois falaises basses et discontinues qui traversent les régions de Cheffadène et d'Arentigué.

C. — PARTIE NORD DU BASSIN DE BILMA

1. Evolution de la formation de Cheffadène vers le Nord

La falaise bordant l'oasis de Cheffadène permet d'observer plusieurs niveaux de la formation qui caractérise la région. En suivant cette falaise vers le Nord-Nord-Est sur 27 km, cinq coupes successives montrent l'évolution de la lithologie.

— Nous avons vu qu'à 5 km au Sud de Cheffadène, la falaise, haute de près de 50 m, était constituée pour plus de sa moitié par des niveaux d'argile blanche relativement peu chargée en quartz détritique (coupe A, p. 244).

— Au niveau du point d'eau de Cheffadène les argiles occupent encore une part importante

de la formation. Quelques traces de gypse existent vers la base et les intercalations gréseuses sont constituées de sable fin (coupe D).

— A 7 km au Nord de Cheffadène, les argiles à traces de gypse sont coupées de niveaux silteux; localement, elles peuvent être très chargées en sable; des grès moyens à grossiers apparaissent au sommet de la falaise (coupe E).

— A 20 km au Nord de Cheffadène, on observe moins de 8 m d'argile blanche kaolinique surmontée de grès fins et grossiers, à stratification entrecroisée. Des quartz de 3 mm sont fréquents et des galets de 1/2 cm se rencontrent dans quelques niveaux. Il n'y a plus trace de gypse (coupe F, fig. 80).

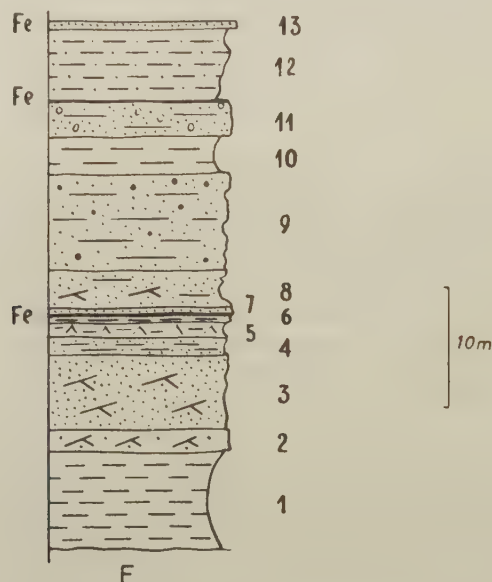


FIG. 80. — Coupe à 20 km au Nord de CHEFFADÈNE. (Coupe F).

— A 22 km au NNE de Cheffadène, la falaise, qui ne mesure plus que 15 m de hauteur est constituée surtout de grès grossiers à stratification entrecroisée et à niveaux ferrugineux. Les argiles blanches ou bariolées n'y forment plus que quelques intercalations de moins de 3 m. Au pied de la falaise, dans la plaine, quelques niveaux argileux peu épais, purement kaoliniques, sont chargés de silts et sont compris entre des grès fin. Ils renferment des traces végétales qui n'ont pas été observées plus au Sud (coupe F').

— Enfin, à 20 km au Nord de ce dernier point, la falaise, à peine marquée dans la topographie, est constituée essentiellement de grès grossiers et d'argile gréseuse à quartz de 2 mm. Les niveaux franchement argileux sont devenus très rares. En revanche, on observe, dans des niveaux un peu plus élevés, des lentilles de kaolin incluses dans des grès à stratification entrecroisée qui en remanient des fragments sous forme de traînées de galets d'argile (coupe G).

Les autres niveaux de la formation de Cheffadène qui encadrent le faisceau examiné, subissent une évolution parallèle. A moins de 50 km au Nord et au Nord-Est de Cheffadène, il n'est plus possible de distinguer de formations individualisées. L'ensemble des terrains se confond en un faciès détritique compréhensif, qui occupe la plaine au Sud de l'Oleki et au Nord-Ouest de Séguédine. Nous verrons que, dans ces régions, il inclut également des formations plus élevées que celle de Cheffadène.

2. Evolution des faciès du Cénomano-Turonien vers le Nord. La région d'Arentigué.

Lorsqu'on part du dernier gisement de *Nigericeras* décrit, situé à 25 km à l'Est de Cheffadène (coupe H) et que l'on se dirige vers Arentigué, situé à 30 km au NNE, on ne retrouve plus trace des bancs calcaires. En même temps les fossiles, si abondants dans certains niveaux du Sud, deviennent rares. Ils se rencontrent dans des niveaux ferrugineux intercalés dans les argiles kaoliniques. Les niveaux sableux détritiques se multiplient dans les coupes, de même que les stratifications entrecroisées.

Une butte située à 7 km au Nord de la coupe à Ammonites précédemment citée, et dont les niveaux correspondent aux argiles à gypse du Cénomanién supérieur, offre la succession suivante (coupe I sur le croquis de position) :

1	m	Dalle rouge et alluvions quaternaires.
5		Grès sableux fin à grossier, rose, rouge, beige.
2		Grès sableux à petite stratification entrecroisée, zoné de rouge, beige et rose.
0,70		Grès fin sableux; joint argileux à la base.
0,30		Grès fin sableux.
0,10		Grès rouge vif.
3		Argiles grises.

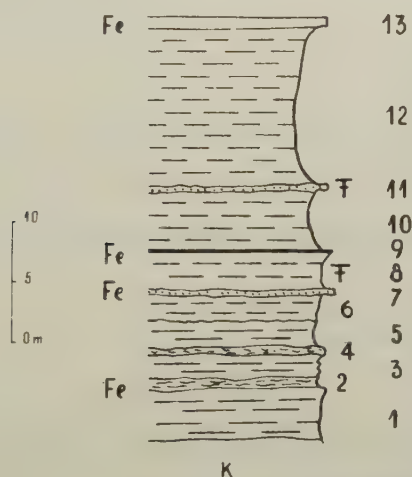


FIG. 81. — Coupe de la butte à 14 km SSW d'Arentigué.
(Gisement d'Ammonites turoniennes dans une série non calcaire et silteuse)
(formation d'Arentigué) (« K » sur le croquis de position).

Une autre butte, située à 8 km au Nord de la précédente et à 14 km au SSW d'Arentigué, a livré des Ammonites turoniennes. La coupe de ce gisement est la suivante, de haut en bas (coupe K, fig. 81) :

Niveaux	Puissances	
13	1 à 5 m	Dalle ferrugineuse massive (trace de tiges végétales possibles).
12	13 m	Argiles blanches kaoliniques, légèrement silteuses.
11	0,40 m	Dalle de siltstone brun vacuolaire, ferrugineux, à Ammonites (éch. 2843).
10	5 m	Argile kaolinique grise légèrement silteuse (éch. 2841).

9	0,05	m	Dalle ferrugineuse à traces de fossiles.
8	3	m	Argile à lits ferrugineux présentant des moules de <i>Paravascoceras</i> sp. (éch. 2842).
7	0,40	m	Dalle ferrugineuse finement vacuolaire.
6	2	m	Nombreuses plaquettes ferrugineuses à joints d'argile.
5	2,10	m	Argile schisteuse, blanc jaunâtre avec quelques bariolures.
4	0,40	m	Dalle ferrugineuse rouge mat.
3	1,90	m	Alternance d'argile grise et de lits ferrugineux; grès argileux jaune à mauve à la base (lits de 0,10 à 0,50 m).
2	1	m	Argile blanche feuilletée.
1	4	m	Argile blanche et grès fin beige.

Puissance totale env. 35 m

Les Ammonites ferrugineuses prélevées dans cette butte sont assez mal conservées. Il s'agit cependant certainement de la zone habituelle à *Nigericeras* et *Vascoceras*. Les Ammonites sont ici dans des niveaux ferrugineux silteux qui renferment des quartz dépassant 80 μ , alors que les niveaux homologues du Sud sont remarquablement dépourvus d'éléments détritiques, même de la taille des silts. Par ailleurs, les niveaux argileux ont eux-mêmes un aspect différent : les teintes vertes disparaissent et les argiles sont généralement blanches ou grises et franchement kaoliniques, avec une phase de quartz détritiques de la taille des silts.

A 10 km au Sud-Ouest d'Arentigué, des grès rouges ferrugineux, qui reposent sur des grès beiges à plaquettes brunes et qui sont situés dans une position stratigraphique voisine des niveaux à Ammonites ferrugineuses, ont livré les Lamellibranches suivants (éch. 2218) :

Astarte cf. *avensis* WOODS
Fragum perobliquum KOENEN
Parmicorbula sp. aff. *arentiguenensis* FRENEIX mss.
Calva (*Chimela*) *bilmensis* FRENEIX mss.
Pholadomia vignesi LARTET

Un autre gisement, situé à 8 km au Sud-Est du précédent, dans des grès fins, a permis de récolter la faune suivante (éch. 2215) :

Nuculana sp. (aff. *Nuculana* sp. WOODS)
Atrina cf. *laticostata* STOLICZKA
Fragum perobliquum KOENEN
Turritella sp.

Comme pour le gisement précédent, il s'agit d'une association indiquant probablement le Turonien.

On est frappé par la convergence qui existe entre les faciès du Turonien de la région d'Arentigué et ceux du Sénonien de Kafra. Dans les deux cas, on est en présence d'un ensemble de grès fins et d'argiles à niveaux ferrugineux à Lamellibranches. Mais la présence de quelques Ammonites et les associations de Lamellibranches établissent avec certitude que ce sont deux formations d'âge distinct. Du Nord au Sud, le « faciès Kafra » monte dans la série stratigraphique. Ceci peut s'exprimer plus exactement en disant que les conditions de dépôt du Turonien dans le Nord se sont poursuivies vers le Sud au Sénonien inférieur et moyen.

Cette tendance des niveaux argileux à se charger de quartz et de lits silteux s'accroît vers le Nord. A l'Ouest d'Arentigué, un dernier fragment d'Ammonite a été rencontré avec des Gastéropodes, dans des faciès bien différents de ceux du Sud. De pair avec la disparition complète des calcaires, on note l'apparition de grès fins et de quartz détritiques isolés atteignant 1 mm de diamètre, immédiatement sous la zone à *Neolobites*, dans la coupe suivante relevée à 4 km à l'Ouest d'Arentigué (coupe « O » du croquis de position, fig. 76) :

Niveaux	Puissances	
10	1 m	Dalles ferrugineuses.
9	1 m	Argile beige, sableuse, esquilleuse, tendre, à zones ferrugineuses mauves, mates au sommet. Fragment de <i>Neolobites</i> , <i>Pyrazus</i> , <i>Corbula</i> (éch. 2830, 2831).
8	1 m	Argile beige à plaquettes.
7	0,20 m	Grès verdâtre (glauconeux ?), fin, ferruginisé et violet foncé au sommet (éch. 2829).
6	1,50 m	Argile grise esquilleuse et argile sableuse.
5	0,20 m	Plaquettes ferrugineuses sur un niveau rubéfié à surface inférieure irrégulière.
4	0,15 m	Grès vert pâle à jaune (éch. 2828), grain fin, diamètre moyen 136 μ .
3	12 m	Grès beige rosé à traînées blanchâtres, grain fin (diamètre moyen 138 μ), sommet à bariolures violacées, galets d'argile (éch. 2827).
2	2 m	Fausse brèche de gros blocs de grès (1 dm ³ à 1 m ³) dans un ciment d'argile grise silteuse.
1	2 m	Argile grise silteuse.

Puissance totale env. 21 m

Les fossiles des niveaux supérieurs comportent un petit fragment d'Ammonite qui montre très nettement la suture caractéristique de :

Neolobites sp., associé à
Corbula sp. aff. *striatula* SOWERBY
Pyrazus sp.

Il s'agit donc de niveaux cénomaniens. Les grès de la base ont des grains d'un diamètre moyen de 136 μ et 138 μ . En lame mince, les grains de 200 μ , abondants, sont associés à quelques grains beaucoup plus gros. Un bois silicifié a été prélevé sur le sol, au pied de la falaise de grès fin.

On a réservé le nom de formation d'Arentigué aux terrains de cette région et les faciès se rapprochent de ceux de la formation de Kafra, mais dont la faune indique une équivalence chronologique avec la formation cénomano-turonienne de Zoo Baba.

3. Evolution des faciès de la formation de Kafra vers le Nord. La formation de Séguédine.

Une autre succession lithologique a été relevée dans la même falaise, à 7 km au Nord d'Arentigué. Elle montre des niveaux équivalents à ceux qui sont superposés au Cénomanien et au Turonien. Il s'agit d'argiles kaoliniques à plaques ferrugineuses, avec de nombreux niveaux gréseux de plus en plus puissants vers le haut de la série. Des empreintes végétales y sont assez fréquentes. La coupe synthétique relevée comprend les niveaux suivants, de haut en bas (coupe « Q », fig. 82) :

Niveaux	Puissances	
18	0,50 m	Dalle de grès assez grossier à empreintes végétales (éch. 2690).
19	4 m	Grès très fin argileux bariolé de jaune, de blanc et de rosé (éch. 2689).
17	4 m	Grès roux beige, fin, micacé, à traînées blanches, zoné de jaune et de brun vers le haut; stratification entrecroisée, empreintes de Végétaux (<i>Angiospermes dicotylédones</i> de la flore de Séguédine) (éch. 2688).
16	6 m	Grès fin tendre, rose, brun, homogène, zoné et à traces de bariolures.
15	0,30 m	Dalle rouge ferrugineuse, surmontée d'une zone d'argile noduleuse à quartz de 1 mm.
14	3 m	Argile blanche à grise silteuse, esquilleuse (éch. 2687).
13	1 m	Plaque d'argile rouge ferrugineuse sur des grès fins et des argiles bariolées (éch. 2686).

12	3 env.	Zone masquée; dalles ferrugineuses (éch. 2684 et 2685).
11	1 m	Argile silteuse blanche à bariolée, passant à des grès.
10	0,20 m	Niveau ferruginisé de grès fin (éch. 2683).
9	0,50 m	Grès argileux bariolé blanc violacé (éch. 2682); le diamètre moyen des grains, d'après l'étude granulométrique est de 74 μ .
8	1,50 m	Grès assez fin rose, à stratification entrecroisée; localement, quartz de 3 mm et petits débris d'argile blanche en galets (éch. 2681).
7	3,50 m	Argile gréseuse rubanée, blanc rosé à lilas (éch. 2680).
6	1,50 m	Argile gréseuse massive, bariolée, zonée de blanc, lilas et violet.
5	0,01 m	Mince niveau ferrugineux, présentant une limite nette à la base.
4	1,50 m	Argile blanche finement gréseuse avec quelques nodules ferrugineux (éch. 2679).
3	4 m	Argile blanche silteuse, scoriacée, bariolée.
2	6 m	Argile blanche finement gréseuse, un peu schisteuse, et grès fin homogène gris violacé, terminé par une plaque ferrugineuse (éch. 2676, 2677, 2678).
1	10 env.	Masqué, correspond à la base de la falaise à l'Ouest d'Arentigué.

Puissance totale env. 51,5 m

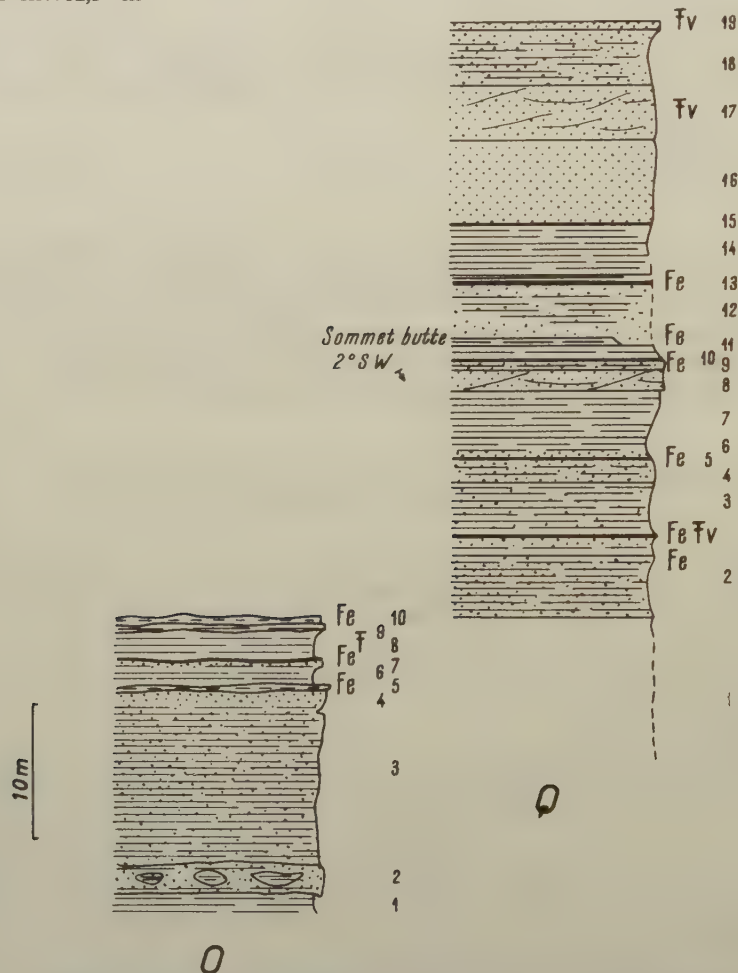


FIG. 82. — Coupes synthétiques à l'Ouest et au Nord d'Arentigué. (Coupe O et coupe Q).

A proximité de cette succession et dans des niveaux voisins de sa base, quelques Lamellibranches ont été récoltés (éch. 2219) :

Astarte cf. *awensis* WOODS

Parmicorbula sp.

On peut donc penser que la partie inférieure de la succession appartient au Turonien, sous un faciès encore plus sableux qu'au Sud. Cependant, à partir du niveau 8, la série à dominante gréseuse, avec stratification entrecroisée et empreintes de feuilles, est à dissocier. Il s'agit du faciès habituel de la formation de Bilma qui apparaît ici progressivement dès le sommet du Turonien d'Arentigué.

On constate que l'on ne retrouve plus les niveaux de la formation de Kafra entre le Turonien et les grès à faciès « Bilma ». En l'absence de discordance nette entre les deux termes, on peut penser avec beaucoup de vraisemblance qu'un changement de faciès affecte également la formation de Kafra (Sénonien inférieur ou moyen) dans la région.

Le dernier gisement de Lamellibranches attribués au Sénonien a été cité dans la coupe située à l'Est-Sud-Est de Cheffadène; il y surmonte la zone à *Pseudotissotia* d'une trentaine de mètres (p. 247 et fig. 79). Un autre gisement situé à 30 km au Nord-Est de celui-ci et à 10 km au Sud-Est d'Arentigué, est constitué de grès fins ayant livré les empreintes suivantes, d'âge sans doute également sénonien inférieur ou moyen (éch. 2665) :

Lima (*Ctenoides*) cf. *delettrei* COQUAND

cf. *Aphrodina* (*Mesocallista*) *wohlmanni* KOENEN

Plicatula sp.

Vers le Nord, à partir de ce gisement, la distinction entre les formations de Kafra et d'Arentigué devient difficile, car les faciès lithologiques convergent et les quelques traces de Lamellibranches qu'on y rencontre ne peuvent suffire à préciser une limite entre le Turonien et le Sénonien.

Dans cette région, les couches les plus élevées dans la stratigraphie prolongent les niveaux de la formation de Kafra. Elles se rencontrent au sommet des falaises et vers l'Est des reliefs d'Arentigué; elles sont constituées de grès à bancs d'argile kaolinique et de plaquettes ferrugineuses.

Nous avons donné le nom de *formation de Séguédine* à cette nouvelle série lithologique, équivalente des argiles et des grès à Lamellibranches sénoniens inférieurs et moyens de Kafra. La formation de Séguédine s'étend dans la plaine, à l'Ouest de cette oasis, et s'enfonce sous la falaise de Bilma dans ce secteur.

Des affleurements de kaolin blanc et d'argile silteuse à plaquettes ferrugineuses ont livré des empreintes de feuilles d'*Angiospermes dicotylédones*, notamment dans un gisement situé à 20 km à l'WNW de Séguédine :

Cinnamomoides cf. *faurei* BOUREAU

Leguminosites cercioides BOUREAU mss

Laurophyllum sp.

Il s'agit d'une flore très voisine de celle de Dibella, mais plus récente, puisqu'elle se trouve ici dans la prolongation des couches à Lamellibranches du Sénonien et très peu au-dessus du Cénomano-Turonien.

Dans cette région, à l'Ouest de Séguédine, on ne rencontre plus de faune marine et les niveaux correspondants aux différentes formations du Crétacé supérieur ne peuvent plus être distingués. En dehors des kaolins à plaquettes silteuses ferrugineuses, on est en présence d'une formation détritique compréhensive, que nous décrirons sous le nom de *formation de l'Oleki*. On a cependant cherché à poursuivre le tracé des limites isochrones précédentes en tenant compte de l'amincissement des dépôts cénomano-turonien et en suivant, vers le Nord, la direction des couches lithologiques au-delà des gisements fossilifères. Mais ce tracé, qui figure sur la carte, est très aléatoire.

4. La formation de l'Oleki

Entre Séguédine et le Paléozoïque du Sud de Chirfa, la plaine de l'Oleki montre d'assez nombreux affleurements isolés pointant au milieu d'une couverture quaternaire largement développée. Ce sont des grès plus ou moins grossiers, souvent à niveaux conglomératiques, des siltstones kaoliniques à gros quartz dispersés. La stratification, lenticulaire ou entrecroisée, est généralement peu visible.

Ces faciès sont situés dans la prolongation de la formation de Cheffadène et lui sont sans doute en partie équivalents. Cependant, quelques buttes élevées indiquent que ces faciès se poursuivent assez haut dans la stratigraphie et qu'ils intéressent probablement une partie importante du Crétacé supérieur.

La coupe du mont Oleki donne un exemple, sur plus de 130 m, de la monotonie de ces faciès (coupe X, sur le croquis de position et fig. 83) :

Niveaux	Puissances	
22	30 m	Grès argileux silteux.
21	11,50 m	Grès argileux et silteux, patine rosée, vacuolaire à scoriacé à l'affleurement; lits d'argile silteuse alternant.
20	7,50 m	Argile silteuse blanche, à zones conglomératiques à quartz de 3 mm; taches violettes et lie-de-vin.
19	4 m	Alternance de grès grossier à ciment kaolinique ou feldspathique, altéré, violacé, et de silt argileux (éch. 2723, de diamètre moyen 640 μ , avec galets de quartz dispersés de 1 à 2 cm).
18	1 m	Banc de siltstone induré et ferrugineux, à patine noire.
17	7,00 m	Grès rose à ciment argileux.
16	8,50 m	Grès rose à ciment argileux ou feldspathique altéré, à aspect terreux, bariolé de blanc et rose; grain hétérogène, quartz de 2 mm alternant avec des siltstones argileux à gros quartz dispersés, violacés, jaunâtres à roses.
15	3,50 m	Banc d'argile silteuse, blanche à rose, à quartz dispersés (éch. 2722).
14	15,50 m	Grès rose tendre, conglomératique, en gros bancs de 0,40 à 1 m, en marches d'escalier, alternant avec des grès grossiers (quartz de 4 mm) à ciment argileux; vers la base, argile grise ou blanche silteuse, à gros quartz dispersés, à bariolures violettes.
13	9,50 m	Grès silteux, à ciment argileux terreux; zones conglomératiques à gros quartz et graviers dispersés.
12	10,50 m	Grès rose kaolinique à zones conglomératiques alternant avec des siltstones argileux gris violacé; lentilles et lits de silts et de kaolins. Stratification entrecroisée et confuse (éch. 2721, grains de diamètre moyen 202 μ).
11	2 m	Argile silteuse jaunâtre et gris violacé.
10	1 m	Argile gréseuse grise à gros quartz dispersés; taches et bariolures violettes (éch. 2720, diamètre moyen 185 μ).
9	7 m	Alternance et mélange confus d'argile gréseuse et de grès vacuolaire, beige, roux et rouge.
8	0,40 m	Conglomérat à galet d'argile silteuse, à gros quartz (0,5 à 1 cm) reposant sur une surface nette.
7	2 m	Banc d'argile silteuse bariolée violacée, avec gros quartz de 1 mm dispersés.
6	5 m	Grès grossier hétérogène, roux, à stratification entrecroisée et vacuoles de 1 cm; zones à traînées d'argile blanche et zonage violet.
5	0,50 m	Argile silteuse grise, schisteuse, à gros quartz.
4	1 m	Banc lenticulaire d'argile silteuse bariolée, violacée, à gros quartz.

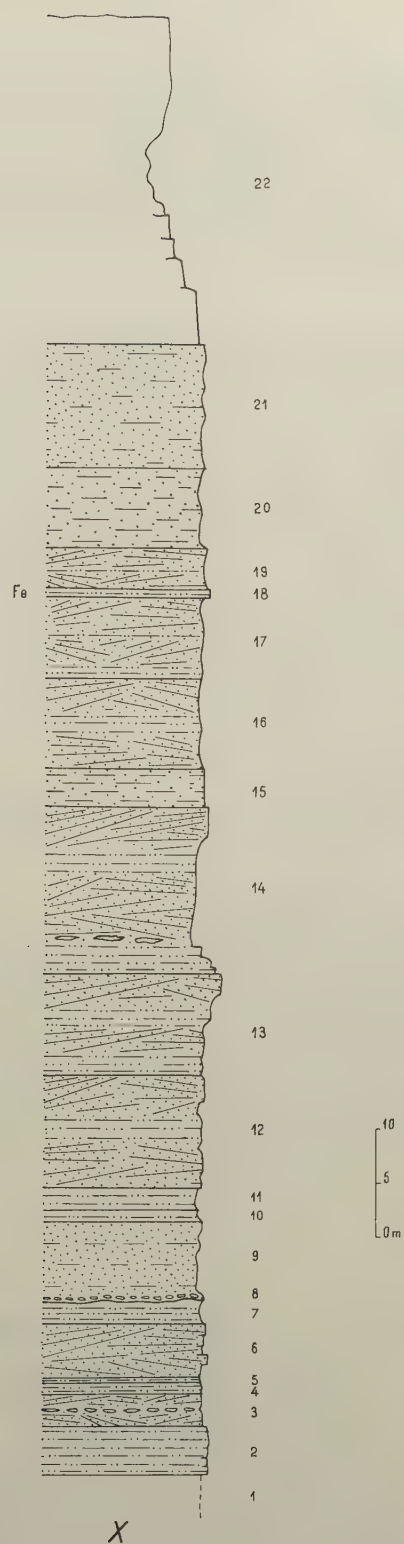


FIG. 83. — Mont Oleki. Succession lithologique.
(« X » sur le croquis de position).

3	3	m	Grès beige roux à stratification entrecroisée de 20 cm; zones à gravier de quartz (0,5 à 1 cm); niveaux de galets d'argile et traînées argileuses (éch. 2719, diamètre moyen 375 μ).
2	4	m	Gros banc d'argile silteuse blanchâtre à mouchetures violacées; gros quartz ronds dispersés abondants (éch. 2718, diamètre moyen 280 μ).
1	30	m	Base de la falaise, en partie masquée, comprenant des grès silteux et argileux plus ou moins grossiers et bariolés (éch. 2717, diamètre moyen 104 μ).

Puissance totale : 164,4 m

La base du mont Oleki est située à proximité immédiate des affleurements paléozoïques et les niveaux les plus bas de la coupe représentent le début des dépôts crétacés. Le sommet, qui domine la plaine de plus de 150 m, doit correspondre à des niveaux stratigraphiques assez élevés, peut-être de même âge que les niveaux constituant l'extrémité nord de la falaise de l'Emi Bao qui lui fait face.

On est frappé, dans cet ensemble, par l'absence totale de classement dans les matériaux détritiques, par la variabilité des faciès dans un même banc, par l'allure lenticulaire des dépôts, par les lacunes dans la sédimentation et par l'aspect entrecroisé des stratifications.

Cette hétérogénéité est encore valable à l'échelle de l'échantillon. Elle se remarque sur les courbes granulométriques et même dans les lames minces. L'aspect des gros quartz, assez arrondis et sphériques, dispersés dans un ciment silteux et argileux, est le même que celui des échantillons de la partie supérieure de la falaise de Bilma, mais le phénomène est ici généralisé et accentué.

Ces caractères correspondent certainement à un milieu de sédimentation particulier, extrêmement perturbé.

5. L'extrémité nord de la falaise de Bilma : la formation de l'Emi Bao

L'Emi Bao constitue une haute falaise dominant l'oasis de Séguédine; il se rattache à la falaise de Bilma, qui longe le Kaouar sur près de 200 km.

Au pied de la falaise, des argiles kaoliniques blanches et des grès sableux appartiennent encore au sommet de la formation de Séguédine à empreintes végétales, que nous avons attribuée au Sénonien inférieur ou moyen. Sur près de 150 m, la falaise est donc constituée de terrains appartenant eux-mêmes au Sénonien moyen ou supérieur ou même à la base du Tertiaire, puisqu'aucune limite supérieure ne peut être fixée paléontologiquement. Il s'agit sensiblement du même niveau stratigraphique que pour la falaise de Bilma. La formation de l'Emi Bao peut donc être considérée comme l'équivalent stratigraphique de la formation de Bilma.

La coupe de la falaise de l'Emi Bao s'établit comme suit, de haut en bas (coupe W, sur le croquis de position et fig. 84) :

Niveaux	Puissances		
59	2	m	Sommet du plateau; surface irrégulière rocailleuse, silicifiée, patine grise à noire (éch. 2711).
58	1	m	Grès grossier, à aspect cahotique; lits de galets de quartz de 3 cm et d'argile; stratification entrecroisée.
57	1	m	Grès fin zoné rose, violet, blanc.
56	3	m	Grès très fin argileux massif, blanc à la base, violet et lité au sommet; forme une barre dans la falaise (éch. 2710).
55	3	m	Grès grossier à stratification entrecroisée de 30 cm, quartz de 3 mm.
54	0,20	m	Lit conglomératique à nodules d'argile.

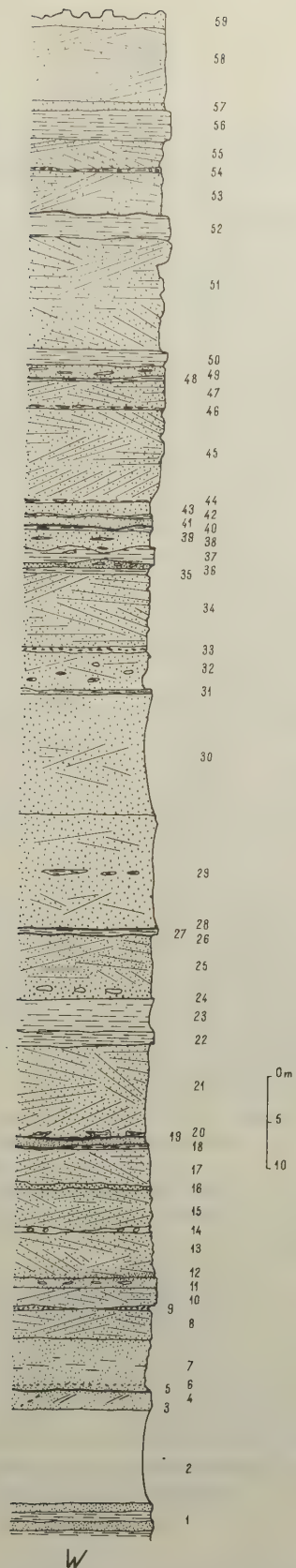


FIG. 84. — Emi Bao au nord-est de Séguédine.
Succession lithologique (« W » sur le croquis de position).

53	4,50	m	Grès grossier hétérogène, à stratification entrecroisée, gravier à la base.
52	2,50	m	Barre de siltstone argileux violacé à bariolé; Sommet érodé et rubéfié.
51	12	m	Grès grossier hétérogène, rose brun ou rose orangé, à gros quartz en lits de dragées de 1 cm; stratification entrecroisée accentuée.
50	1,50	m	Barre ou lentille d'argile ou de siltstone argileux bariolé blanchâtre violacé.
49	1	m	Grès fin à traînées d'argile blanche.
48	0,20 à 0,0	m	Lit ou lentille d'argile silteuse blanche se poursuivant par des traînées de galets d'argile.
47	2,50	m	Grès cohérent hétérogène jaunâtre à lits rouges violets ou noirs; grande stratification entrecroisée (sur 1,50 m); lits de gravier de quartz de 3 cm; ciment laissant des pores importants.
46	0,20 à 0,0	m	Lit ou lentille conglomératique, quartz de 2 cm, galets d'argile de 5 cm.
45	10	m	Grès hétérogène à quartz de 1 cm et plus; stratification entrecroisée et oblique; teinte beige, jaunâtre, bariolures, zonages.
44	0,50 à 0,0	m	Lit ou lentille de conglomérat à galets d'argile.
43	1	m	Grès grossier hétérogène.
42	0,50 à 0,0	m	Lit ou lentille d'argile blanche à violet pâle.
41	1	m	Grès beige, brun ou jaunâtre; quartz de 3 mm.
40	0,01	m	Lit rubéfié noir.
39	0,30	m	Lentille d'argile violette, à quartz dispersés.
38	1,50	m	Grès grossier terreux beige; lits argileux blanchâtres discontinus; traînées violacées; grain hétérogène, quartz de 3 mm (éch. 2709, diamètre moyen 625 μ).
37	2 à 0,40	m	Barre d'argile blanche silteuse, lilas à violet; sommet localement rubéfié noir; base de conglomérat d'argile et grès terreux grossier (éch. 2708, dont la fraction argileuse est constituée de 100 % de kaolinite).
36	0,03	m	Lentille d'argile franche, à base et sommet nets rubéfiés.
35	0,05	m	Conglomérat à quartz de 3 cm.
34	8	m	Grès rose beige à brun pâle ou jaune, à stratification entrecroisée; niveaux conglomératiques à quartz de 3 cm.
33	0,60	m	Lit conglomératique; quartz de 3 cm, galets d'argile de 10 cm.
32	4	m	Grès hétérogène; niveau de quartz laiteux ou rosés peu roulés de 3 cm et galets d'argile de 10 cm.
31	0,50	m	Niveau argileux démantelé donnant des galets d'argile.
30	13	m	Grès hétérogène.
29	12	m	Grès rosâtre alternativement grossier, conglomératique et moyen; galets et lentilles d'argile blanche à quartz dispersés de moins de 2 cm; à la base, grès très grossier à quartz de 1/2 cm (éch. 2707, diamètre moyen 250 μ).
28	0,005	m	Lit rubéfié net, noir, encroûtant.
27	0,40	m	Argile esquilleuse lilas ou violette.
26	0,10	m	Surface rubéfiée.
25	7	m	Grès rose pâle, grossier et conglomératique à la base; galets d'argile; stratification entrecroisée; tendance à un certain granulo-classement vertical; certains quartz atteignent 2 à 3 cm (éch. 2706, diamètre moyen 800 μ).
24	0	m	Surface de contact nette.
23	3,50	m	Argile blanche à grise esquilleuse; sommet violacé; zones irrégulières de grès fin évoquant d'anciennes craquelures comblées.
22	1,50	m	Barre inférieure de la falaise, argile silteuse blanche, massive, dure et compacte, rares quartz dispersés (éch. 2705).

21	10	m	Grès hétérogène grossier à fin; zonages et bariolures de teintes vives, rouille, jaune et noire; stratification entrecroisée et oblique; zones de quartz de 1/2 cm; tendre, sableux, rares lentilles d'argile blanche.
20	0,25 à 0,0	m	Lentille d'argile blanche à base nette sur un niveau rubéfié; sommet irrégulier.
19	0,15	m	Grès rose fin à traces argileuses blanches le long de la stratification.
18	0,10 à 0,0	m	Mince niveau d'argile grise à blanche, à base nette légèrement rubéfiée; sommet assez flou (éch. 2704, diamètre moyen 14 μ , de taille silt).
17	4	m	Grès hétérogène rose à stratification entrecroisée, quartz de 3 mm et galets d'argile (éch. 2703, diamètre moyen 460 μ).
16	0,20 à 0,0		Grès grossier à ciment rouille.
15	4	m	Grès hétérogène rose à stratification entrecroisée et oblique, quartz de 3 mm, dispersés, soulignant la stratification oblique.
14	0,10 à 0,0	m	Conglomérat discontinu à galets d'argile blanche.
13	5	m	Grès rose pâle, blanc beige, à stratification entrecroisée en petites vagues; zonages convexes.
12	0,05	m	Niveau grossier à quartz de 3 mm, à la base de l'ensemble supérieur.
11	1	m	Grès sableux à galets d'argile.
10	2	m	Grès sableux rose; bariolures en « coups de pinceau »; stratification entrecroisée en petites vagues; quelques quartz de 1 cm.
9	0,10 à 0,0	m	Conglomérat discontinu à galets d'argile de 5 cm.
8	3	m	Grès fin rose, à traînées argileuses blanches soulignant une stratification entrecroisée; quelques zones de quartz de 3 mm irrégulières, inclinées; débris d'argile de 1 mm à 10 cm (éch. 2702, diamètre moyen 195 μ).
7	5	m	Grès rose pâle à traînées argileuses blanches et bariolures; grain assez fin, mais localement quartz de 2 mm.
6	0,10	m	Argile blanche finement gréseuse et schisteuse (éch. 2701).
5	0,08	m	Conglomérat: grès à galets d'argile blanche (éch. 2700, diamètre moyen 200 μ).
4	0,05	m	Grès rouge tendre.
3	2	m	Grès fin à très fin, rose pâle à blanc, légèrement bariolé; rares quartz de 1 mm dispersés; deux lits d'argile scoriacée blanche et conglomérat à galets d'argile; stratification entrecroisée peu visible (éch. 2698, diamètre moyen 114 μ et 2699).
2	10	m	Masqué au pied de la falaise (grès tendre ou argile ?).
1	4	m	Argile sableuse blanche micacée, grossièrement feuilletée; plaques à surface esquilleuse; sable blanc très fin en lits de 5 cm, 20 cm, 40 cm; débris d'argile blanche de 5 cm, tendre mais compacte (éch. 2696 et 2697 de diamètre moyen 116 μ).

Puissance totale env. 160 m

Sur toute sa hauteur, la falaise de l'Emi Bao est donc constituée d'une formation détritique à tendance très grossière interrompue par quelques niveaux argileux et silteux peu épais. Les quartz, de quelques millimètres à 1 ou 2 cm, se rencontrent depuis la base jusqu'au sommet. La fraction argileuse est essentiellement kaolinique.

La stratification entrecroisée et oblique est la règle. Elle indique un milieu de dépôt turbulent, qui s'est produit sous une faible tranche d'eau. Les indurations ou rubéfections au sommet des bancs, les remaniements constants des lits argileux démantelés, puis repris en galets dans les grès, indiquent des émergences répétées. La faible tranche d'eau turbulente était donc éphémère; elle s'asséchait après le dépôt des particules kaoliniques les plus fines, avant qu'une nouvelle vague de dépôts n'arrive brutalement, détruisant en partie le sommet du dépôt précédent. Mais, en définitive, le dépôt l'emportait largement sur l'érosion, puisque l'accumulation totale des matériaux se fait sur une épaisseur notable.

D. — L'EXTRÉMITÉ NORD-EST DU BASSIN DE BILMA

Vers le Nord et l'Ouest, les terrains détritiques grossiers avec quelques intercalations silteuses et kaoliniques, de mêmes faciès qu'à l'Emi Bao, se poursuivent jusqu'au Paléozoïque du Djado.

En l'absence d'affleurements continus permettant de suivre les strates et du fait de la disparition des niveaux repères à fossiles marins, il n'est plus possible de dater directement la formation.

Les pendages très faibles font supposer que ce sont des niveaux assez élevés qui constituent la base de la série dans cette région. Il y aurait lacune des formations inférieures et le Sénonien (ou Tertiaire inférieur) de l'Emi Bao se serait déposé sur un substratum incliné plus élevé vers le Nord-Ouest (fig. 87).

Cette remarque est confirmée par l'existence de témoins discordants reposant sur les parties les plus élevées du Sud du plateau du Djado, ce dont nous verrons un exemple au mont Totomaye.

Les coupes de Féroane et d'Arkeïsi donnent deux exemples représentatifs de la succession lithologique type de la région constituant l'extrémité nord-est du bassin de Bilma :

1. Le mont Féroane

La coupe relevée à l'Est-Nord-Est de Féroane est la suivante, de haut en bas (fig. 85) :

Niveaux	Puissances		
12	1	m	Grès silicifié du plateau.
11	8	m	Grès tendre roux, à zones de gravier; stratification entrecroisée.
10	2	m	Argile silteuse, violette lilas rose; contact net, rubéfié au sommet.
9	6	m	Grès jaunâtre à zones conglomératiques; stratification entrecroisée.
8	2	m	Grès conglomératique, scoriacé en surface.
7	1	m	Dalle de grès induré.
6	2,50	m	Argile silteuse indurée, violette à blanche, massive (éch. 2726, grains de la dimension des silts).
5	30	m	Grès moyen beige, jaune, chamois, tendre, gros quartz, zones de graviers, diaclases, rares petits galets d'argile, stratification entrecroisée (éch. 2725, diamètre moyen 210 μ).
4	0,50	m	Argile violette, silteuse.
3	6 ?		Grès tendre (masqué).
2	0,50	m	Argile violette silteuse.
1			Grès tendre (masqué).
Puissance tot. env.		60	m

2. La butte d'Arkeïsi

La succession de la butte d'Arkeïsi présente les niveaux suivants, de haut en bas (fig. 85) :

Niveaux	Puissances		
10	2	m	Grès à ciment ferrugineux noir, zones conglomératiques à quartz de 3 cm; stratification entrecroisée.

9	4	m	Grès grossier, rouille saumon, zones conglomératiques à quartz de 3 cm (éch. 2755, quartz de 300 μ . et 800 μ).
8	0,30	m	Silt noduleux (silicifié), hétérogène, bariolé et violet.
7	2	m	Grès rouille saumon.
6	5	m	Silt argileux hétérogène à gros quartz.
5	8	m	Grès grossier tendre beige rouille et à aspect argileux (éch. 2754, diamètre moyen 920 μ).
4	3	m	Grès grossier tendre beige rouille.
3	1	m	Grès très argileux à gros quartz, bariolé de violet et blanc (éch. 2753, hétérogène, quartz de 80 μ et de 800 μ).
2	4	m	Grès argileux (caché).
1	2	m	Grès tendre hétérogène, à gros quartz arrondis nombreux, blanc violacé (éch. 2752, quartz de 200 μ et de 3 mm).

Puissance totale : 31,3 m

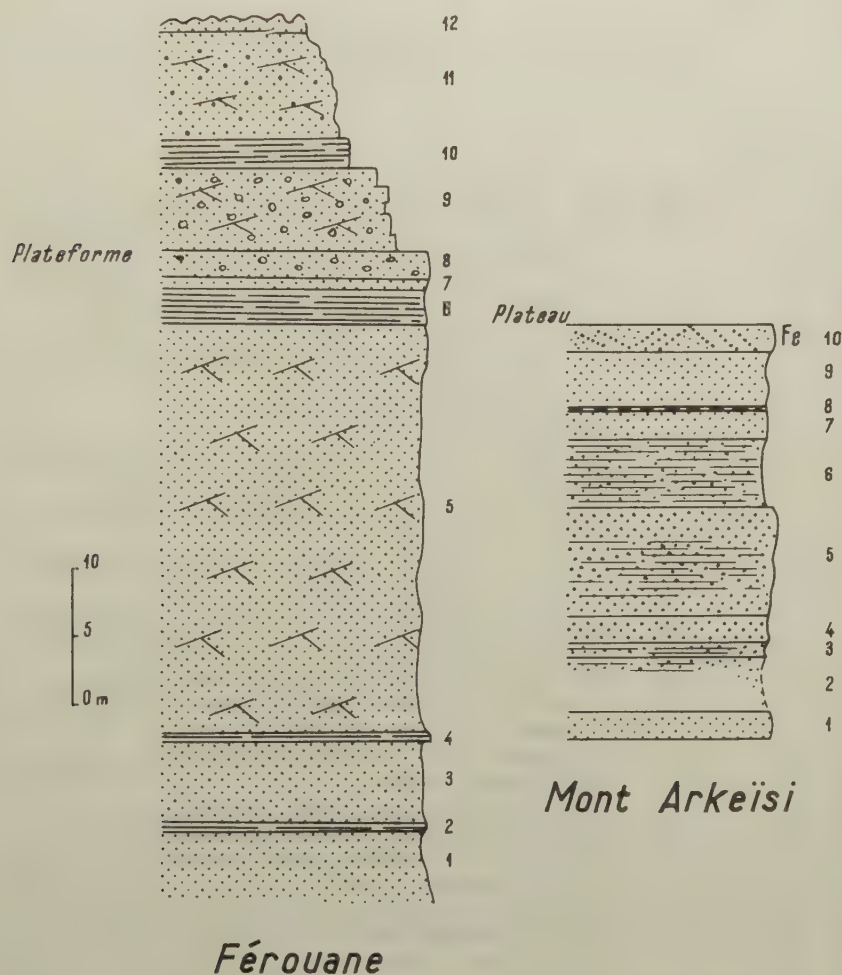


FIG. 85. — Succession lithologique de l'extrémité nord-est du bassin de Bilma.

Dans ces deux exemples, on remarque le caractère extrêmement détritique de la formation. Les bancs ou lentilles argileux kaoliniques sont impurs et chargés de quartz très fin ou de la taille des silts. Ces faciès ont été suivis vers l'Est jusque dans la région de Sidiné Boudoui, vers l'intersection du 20^e parallèle et du 14^e méridien.

Le contact discordant de cette formation sur le socle carbonifère et dévonien supérieur peut se suivre entre Dao Timni et Dada, suivant une limite assez rectiligne dirigée vers le Sud-Est. Un conglomérat à galets pouvant atteindre 10 cm, existe à la base de façon relativement continue.

3. Le mont Totomaye

A la limite nord-est du bassin de Bilma, le Paléozoïque forme des reliefs dont le sommet est généralement constitué par une couverture tabulaire discordante de grès grossiers, à rares niveaux kaoliniques chargés de quartz.

Le mont Totomaye, au Nord-Est de Dao Timmi, offre la succession suivante, de haut en bas (fig. 86) :

Niveaux	Puissances		
28	1	m	Dalle de quartzite ébouleuse, à patine noire, à cassure rouge à blanc.
27	6	m	Grès rose à stratification entrecroisée, zones à gros quartz; à la base, conglomérat à galets de quartz de 2 cm à 3 cm de diamètre.
26	2	m	Argile grise gréseuse, localement franche à feuilletée, blanche violacée, violette en haut sous une surface nette.
25	1,50	m	Barre de grès, assez fin, patine gris noir, surface à vacuoles.
24	3	m	Grès argileux rose saumon à stratification entrecroisée, donnant des coulées sableuses (masqué).
23	2	m	Grès blanc kaolinique à gros quartz.
22	4	m	Grès grossier, tendre, rose.
21	4	m	Grès grossier tendre, rose, kaolinique, à quartz de 3 mm à 1 cm.
20	4	m	Grès assez grossier, à ciment silteux, gris violacé.
19	6	m	Grès grossier tendre, rose blanchâtre; un fragment de <i>bois silicifié</i> (éch. 2766).
18	2	m	Grès grossier argileux, peu stratifié, passant latéralement à des argiles violettes bariolées tendres.
17	7	m	Grès grossier argileux, tendre, rose violacé à gros quartz.
16	3	m	Corniche de grès argileux induré, violacé rose, bariolé.
15	0,50 à 0,0	m	Lentille argileuse à gros quartz, rose à violacée.
14	10	m	Grès argileux à ciment silteux ou finement gréseux; bariolé lilas, violacé, rose, ciment argileux, petites vacuoles, gros quartz dispersés.
13	5	m	Grès grossier beige, à stratification entrecroisée, à gros quartz, à galets de siltstone argileux.
12	1,50	m	Siltstone argileux rose, violacé, lilas, à gros quartz.
11	3	m	Grès grossier tendre, kaolinique, beige rosé.
10	4	m	Grès gris beige à petite et grande stratification entrecroisée, tendre, ciment kaolinique réduit.
9	2	m	Grès blanc gris argileux à gros quartz (1/2 cm) dispersés, dans ciment argileux sans stratification.
8	9	m	Grès rose fin, à stratification entrecroisée, à lits de gravier (1 cm) discontinus.
7	5	m	Grès grossier conglomératique (quartz de 1/2 cm), tendre, à ciment argileux, à stratification entrecroisée.

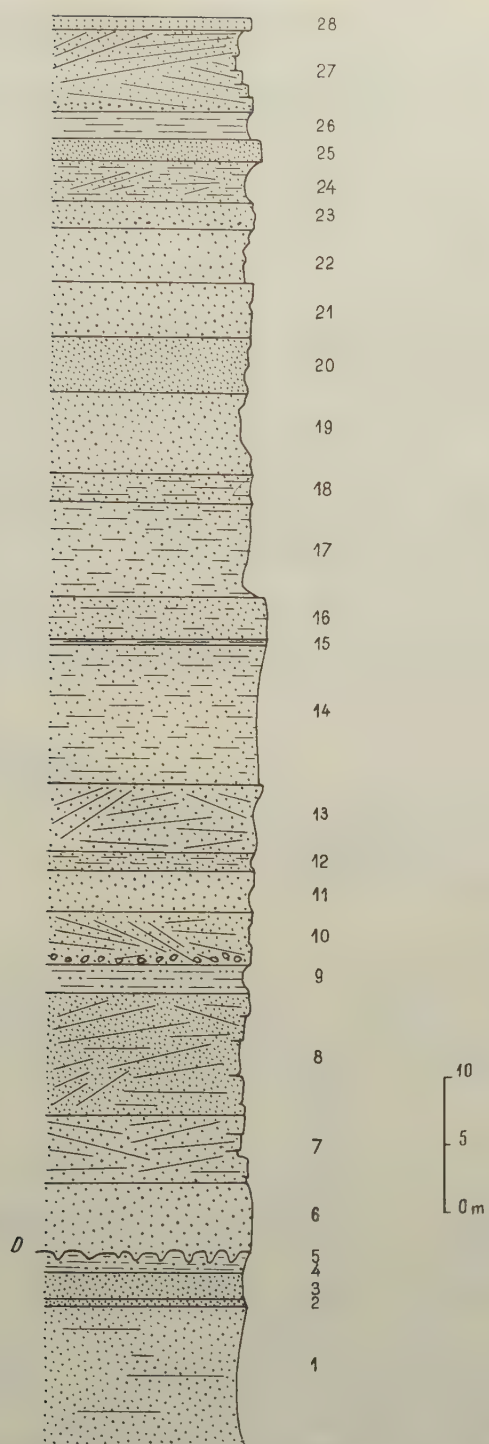


FIG. 86. — Mont Totomaye. Succession lithologique.

6	5	m	Grès grossier grisâtre, violacé en haut, vacuolaire, à tubulures et trous, à quartz de 3 à 4 mm, sans stratification visible.
5	—		<i>Surface de discordance.</i>
4	1,50	m	Grès fin argileux blanc, bariolé rouille violet, à tubulures au sommet.
3	2	m	Grès fin blanc argileux, un peu lité, à rares quartz de 1/2 mm, micacé.
2	0,40	m	Grès rose fin, à trainées blanches.
1			Grès blanc fin homogène, micacé, lité, et grès rose à chamois, fin, à lits de quartz de 1 mm de diamètre.

Puissance totale env. 94,40 m

Les niveaux 1 à 4, situés sous la discordance, appartiennent au Viséen fossilifère de Dao Timni, dont la partie supérieure est légèrement altérée. La majeure partie de la formation constituant la falaise est composée de grès grossiers kaoliniques à stratification entrecroisée, dont le faciès est très voisin de ceux exposés à l'Emi Bao et sur le plateau qui s'étend à l'Est de cette falaise. Cependant, le mont Totomaye domine ce dernier plateau et est sans doute constitué de niveaux stratigraphiquement plus élevés. Aucun pendage notable n'a pu être mis en évidence dans ce secteur, où la pente du substratum paléozoïque est très voisine de ce qu'elle devait être au moment du dépôt. Cette pente est dirigée vers le Sud-Ouest et ne dépasse pas 2/3 de degré, valeur cependant supérieure au pendage des grès postpaléozoïques dans la même direction.

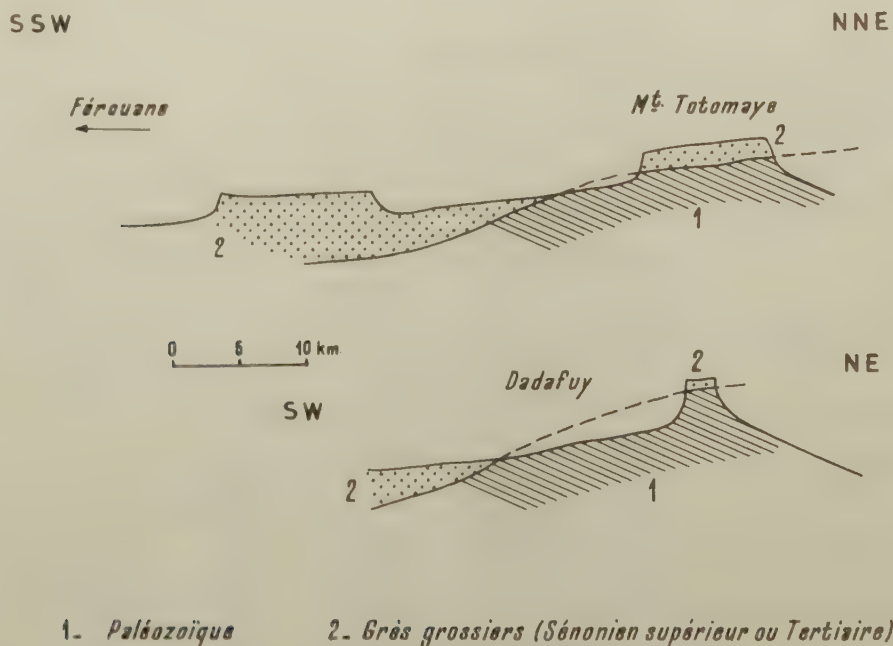


FIG. 87. — Schéma de la disposition des grès de l'Emi Bao et du Totomaye.

On peut donc considérer que la formation détritique de l'Emi Bao est progressivement transgressive sur le Paléozoïque du Djado, les niveaux les plus élevés débordant les plus anciens vers le Nord et le Nord-Est.

Le mont Totomaye, que nous venons d'examiner, est une butte témoin avancée du plateau du Djado proprement dit (et notamment du Tyi Grounto) recouvert par une formation gréseuse

grossière tabulaire, qui est la prolongation des mêmes niveaux qu'au mont Totomaye et que nous considérons, par suite, comme de même âge.

Vers le Nord, l'extension de la formation détritique d'âge sénonien supérieur ou tertiaire dans les plateaux du Manguéni est possible, mais elle reposerait alors sur les niveaux les plus élevés du Paléozoïque et sur la base du Mésozoïque connu dans la prolongation des monts du Messak et du Fezzan (formation du Manguéni : « grès de Nubie »).

Aucun fossile n'a été trouvé dans ces séries, à l'exception de traces végétales et de débris de bois silicifié. P. RENAULT (1953) signale une feuille au sommet de la falaise de Bilma, entre Itchouma et Arrighi. Ch. HUBAULT (1956) a récolté, également au sommet de la falaise de Bilma, des feuilles d'*Angiospermes dicotylédones* « penninervées à nervation craspedodrones », d'affinité tertiaire. On constate ainsi que les Dicotylédones, qui apparaissent au sommet du Crétacé inférieur à Dibella, ont laissé des traces à divers niveaux plus élevés de la série stratigraphique du bassin de Bilma.

4. Résumé

En résumé, la partie nord-est du bassin de Bilma ne montre plus qu'une série détritique grossière, peut-être compréhensive, mais dont des niveaux de plus en plus élevés viennent déborder sur le Paléozoïque du Djado, et, plus au Nord, probablement sur le Mésozoïque inférieur.

Par suite, l'âge de la base de la formation détritique est variable. Elle peut appartenir au Crétacé inférieur vers Tiffa et l'Oleki. Dans l'Emi Bao et dans les plateaux couronnant le Sud du Djado, ces formations gréseuses sont, au contraire, d'âge sénonien moyen ou supérieur et peut-être même tertiaire inférieur.

E. — CARACTÈRES GÉNÉRAUX DES SÉDIMENTS DU NORD ET DU NORD-EST DU BASSIN DE BILMA

Les principaux caractères des sédiments observés dans les falaises de l'Emi Bao et du Totomaye s'observent également dans les formations de la plaine de l'Oleki et conduisent à admettre que des conditions de sédimentation perturbées, et surtout irrégulièrement perturbées, se sont maintenues dans ces régions pendant une assez longue période. Ces conditions auraient duré depuis le sommet du Crétacé inférieur jusqu'à la fin du Sénonien au moins.

Il n'est alors plus possible dans cet ensemble compréhensif, de situer exactement la séquence correspondant dans le temps à l'invasion marine qui se manifestait au Sud-Ouest. On peut seulement, malgré la discontinuité des affleurements, en prolongeant la direction des couches du faisceau aminci céno-mano-turonien de la région d'Arentigué, penser que ces niveaux s'incurvent au Sud de l'Oleki et passent, au Nord, sous les falaises de l'Emi Bao à léger pendage dirigé vers le Sud-Est.

Sans anticiper sur la partie interprétative de ce travail, on peut concevoir que l'extrémité nord du bassin de Bilma, recevant une sédimentation détritique massive et peu classée, se situait au voisinage d'un continent puissamment érodé. La nature du matériel, qui comporte des quartz de plusieurs centimètres, exclut qu'il puisse provenir de l'érosion des terrains paléozoïques moins grossiers de la région du Djado.

Le matériel accumulé pouvait être fourni, soit par des terrains cristallins, soit par des formations détritiques, elles-mêmes très grossières, comme les grès de Nubie d'âge jurassique ou crétacé inférieur.

La présence de nombreux quartz relativement arrondis et à indice de sphéricité parfois assez élevé, serait en faveur de la seconde hypothèse. Le continent érodé serait alors situé vers l'emplacement du Djado actuel, dont la couverture jurassique détritique a, en grande partie, disparu.

La fraction de matériel détritique originaire du socle pouvait provenir, soit de la région située à l'Ouest du Djado où le socle aurait été en relief, soit de l'Est, des régions situées au Sud de la limite possible du Paléozoïque, dans un secteur épargné par la transgression marine (aire continentale positive au Crétacé).

Au Crétacé supérieur, la présence de quelques fossiles marins dans les niveaux gréseux de la région d'Arentigué prouve qu'une part du matériel détritique atteignait la mer située au Sud et à l'Ouest. Nous verrons, lors de l'étude des minéraux argileux (p. 431), que la kaolinite d'origine continentale s'y déversait et se répandait assez loin du rivage jusqu'aux zones à sédimentation fine et à riches faunes d'Ammonites.

Notons enfin que vers la fin du cycle sédimentaire, un matériel détritique nettement plus grossier se répandait sur une surface étendue. Ceci indique peut-être que ces dépôts pouvaient être contemporains d'une amorce de rajeunissement tectonique et morphologique des continents. Aux matériaux provenant des zones d'altération kaolinisées s'ajoutaient des éléments clastiques arrachés aux roches mises en relief.

F. — PÉTROGRAPHIE DES ROCHES

DES RÉGIONS INTERNES ET SEPTENTRIONALES DU BASSIN DE BILMA

Lors de la description des successions lithologiques, quelques indications pétrographiques indispensables ont déjà été fournies, notamment la dimension des éléments détritiques. Nous réunirons dans ce qui suit un bref résumé des résultats obtenus par l'observation microscopique des échantillons, ainsi que quelques indications données par la granulométrie et l'étude des argiles.

1. Formation d'Ezerza

Cette formation est caractérisée par des niveaux tendres (argiles vertes, etc..., dont aucun échantillon frais n'a pu être prélevé), où les lits de siltstones et de calcaire noir sont fréquents.

Les siltstones montrent une structure détritique à quartz jointifs d'une dimension moyenne de 40 μ , finement litée, avec parfois une stratification entrecroisée très mince. Dans certains lits, un ciment de calcite plus ou moins abondant peut s'associer à un peu de matière argileuse, d'oxyde de fer et de manganèse. D'autres échantillons de siltstone ont des grains non jointifs, pris dans un ciment de calcite brune recristallisée en plages à tendance pœcilitique.

Les lits de conglomérat phosphaté à débris d'os de Poissons sont également caractéristiques de la formation d'Ezerza. Les os, en fragments parfois roulés, atteignent 1/2 cm et sont inclus dans un ciment de siltstone calcaire semblable aux échantillons décrits précédemment. Une lame a montré des grains de glauconie et des sections de Bivalves.

Les calcaires sont presque toujours en couches très minces et sont chargés de silts. Les lits de calcite noire fibreuse, à structure « beef », sont nombreux et proviennent manifestement de la recristallisation de la calcite des couches calcaires immédiatement voisines.

Tous ces faciès sont absolument identiques à ceux que nous avons examinés dans la formation d'Alanlara, à l'Ouest de l'Arbre du Ténére.

2. Formation de Cheffadène

Les argiles, qui alternent avec des faisceaux gréseux parfois bien développés, sont plus claires, et moins nettement feuilletées que celles qui constituent la formation équivalente d'Ezerza. Dans la partie sud de la région occupée par la formation de Cheffadène, elles contiennent un peu de gypse en fines aiguilles dispersées. En ce dernier point, les minéraux argileux comprennent 30 % d'illite et 70 % de kaolinite, alors que vers le Nord, la kaolinite domine plus largement.

Les niveaux gréseux sont rares vers le Sud, où les roches détritiques sont constituées de quartz de la taille des silts ou des sables fins, associés à un peu de muscovite. Le ciment argileux est localement ferruginisé. Dans les grès de faciès « pain d'épice », le ciment est entièrement ferrugineux et les feldspaths plus ou moins altérés sont parfois assez nombreux.

A 9 km à l'Est de Cheffadène, un échantillon de siltstone à grains de quartz fins et moyens dispersés (140 μ , 300 μ) présente une granulométrie très asymétrique, dont l'allure est semblable à celle des grès de l'Oleki et de Bilma.

Les grains de quartz sont parfois nourris et, en quelques points, les grès passent à des grès-quartzites (16 km à l'ESE de Cheffadène). Mais ces échantillons sont peut-être liés au voisinage d'une faille.

Les grès grossiers hétérogènes deviennent abondants à 20 km au Nord de Cheffadène. En ce point, les quartz atteignent couramment 1/2 à 3 mm et sont pris dans un ciment de granulométrie très hétérogène. Les feldspaths y sont rares ou absents; le zircon et la tourmaline y sont présents.

Les grès grossiers sont en bancs intercalés dans des siltstones argileux à gros quartz dispersés qui, sur le terrain, jouent le rôle de niveaux tendres mimant les bancs argileux du Sud.

3. Formation de Zoo Baba

Les lames minces ont été taillées dans les bancs calcaires fossilifères inclus dans les argiles vertes.

La plupart de ces calcaires sont totalement dépourvus de quartz détritique, même très fin. La calcite est finement recristallisée et contient des traces organiques parfois abondantes : débris de coquilles, spicules, fragments phosphatés d'os de Poissons et microfaune (Globigérine, Gumbeline). A l'intérieur des sections de Mollusques, la calcite est très largement recristallisée.

Les bancs calcaires les plus élevés dans la formation, dans la cuvette de Kafra et à l'Ouest de celle-ci, se chargent en quartz détritiques de 20 à 60 μ (silts), parfois corrodés par la calcite. Un échantillon prélevé à 24,2 km à l'Ouest de Cheffadène, mais non situé dans la stratigraphie, contient, avec des quartz de 80 à 120 μ (grès très fin), des grains de glauconie vert pâle qui sont pris dans un ciment de calcite impure et poecilitique.

Sur le parallèle de Cheffadène, le banc calcaire supérieur à *Pseudotissotia* passe à un siltstone à ciment calcaire, qui contient plus de 50 % de quartz, de 40 à 80 μ . A la même latitude, le banc à *Neolobites* devient un siltstone très pauvre en calcite, dont le ciment est constitué de plus de 50 % d'oxyde de fer.

Le banc calcaire intermédiaire à *Nigericeras* reste, au contraire, très pur sur une plus grande distance vers le Nord.

4. Formation d'Arentigué

Dans cette formation, les niveaux renfermant des moules d'Ammonites ne montrent plus trace de calcaire. Ils sont constitués essentiellement par des oxydes de fer formant le ciment d'une poussière de quartz plus ou moins abondant de la dimension des silts.

Les niveaux à Lamellibranches sont soit des grès très fins, à grains de quartz bien classés, jointifs, assez sphériques mais peu arrondis, soit des dalles composées entièrement d'oxydes de fer, avec quelques quartz très fins disséminés. Des Lamellibranches, il ne reste plus que des empreintes en creux : la calcite a été entièrement dissoute. Quelques grains verdâtres encore visibles dans l'oxyde de fer représentent peut-être d'anciennes glauconies altérées. Une part du fer semble provenir de cette transformation. Tous ces niveaux montrent des traces nettes et constantes de dissolutions et d'oxydations. Parmi les minéraux lourds, seuls quelques zircons et tourmalines ont résisté aux altérations.

Du point de vue pétrographique, ces échantillons de la formation d'Arentigué ne sont pas distinguables des lumachelles ferrugineuses de la formation de Kafra.

Vers le Nord d'Arentigué, les grès fins sont bien représentés. Les grains les plus gros, de taille relativement uniforme, sont assez sphériques et bien arrondis (100 à 200 μ). Ces grès sont riches en muscovite. Le ciment argileux est peu abondant. Il se charge irrégulièrement en oxydes de fer au sommet des bancs, à l'affleurement. Les bancs les plus élevés passent à des grès moyens (quartz de 300 μ assez sphériques et arrondis). Les niveaux homologues, au Nord-Ouest de Séguédine, ont des structures détritiques très grossières avec des quartz moyens dépassant 500 μ . Leurs faciès ne peuvent être distingués des niveaux grossiers des autres formations de la région. Les feldspaths sont toujours très rares ou absents.

Les niveaux qui présentent une apparence argileuse à l'affleurement sont généralement des grès fins à ciment silteux et kaolinique. Ils sont semblables aux intercalations, jouant le rôle de bancs tendres dans la formation de Cheffadène. Un échantillon soumis à l'analyse granulométrique présente un diamètre moyen de 76 μ , avec un classement assez asymétrique. Ces niveaux donnent l'impression d'un mélange mal décanté de phases granulométriques variées.

5. Formation de Kafra

Les niveaux gréseux de la formation de Kafra sont caractérisés par des grains de quartz très fins à fins, jointifs avec une phase argileuse très réduite, ou dispersés dans un ciment d'oxydes de fer (cas des niveaux à Lamellibranches notamment). Dans un échantillon, des traces de glauconie probable sont visibles au sein des oxydes de fer, qui semblent dériver en partie de l'oxydation de ce minéral.

A 22 km à l'ESE de Cheffadène, et à une quinzaine de mètres au-dessus du dernier banc calcaire à *Pseudotissotia*, le niveau à *Fragum* est constitué de grains de quartz très fins (50 à 120 μ) assez homogènes, sphériques ou allongés, mais toujours très anguleux. Les oxydes de fer, qui forment le ciment de certaines bandes parallèles dans les grès, sont nettement d'origine secondaire. Ils se concentrent aussi dans des plaquettes qui forment les joints entre les bancs de grès.

Un échantillon de grès très fin à ciment ferrugineux, provenant de l'extrême base de la falaise de Bilma, a été également rapporté à la formation de Kafra, car, à côté de caractères comparables, il renferme de nombreux grains de glauconie plus ou moins oxydés. Les traces végétales y sont également abondantes, ce qui confirme l'origine littorale des roches de cette formation.

La phase argileuse des échantillons analysés aux rayons X est essentiellement kaolinique.

Les caractères pétrographiques de tous ces échantillons rappellent beaucoup ceux de la formation d'Arentigué.

6. Formation de Séguédine

La formation de Séguédine comprend des grès fins à moyens, hétérogènes, à stratification entrecroisée, et des bancs et lentilles d'argile uniquement kaolinique, à lits réguliers de siltstones ferrugineux donnant des plaques à l'affleurement. Les fossiles ne comportent que des végétaux.

Les siltstones à ciment d'hématite sont constitués de grains de quartz de 20 à 120 μ , parfois granulo-classés verticalement, disposés dans un fond d'oxydes de fer rouge. La muscovite est abondante sur certains plans de stratification des dalles. La finesse des grains de quartz, comparée à l'épaisseur de la lame mince, fait généralement sous-estimer la proportion de quartz qui varie entre 30 et 60 % d'après les analyses chimiques. Ces dalles renferment des fragments végétaux et présentent des empreintes de feuilles parfaitement conservées, que nous avons déjà signalées.

Les grès à stratification entrecroisée de l'Ouest de Séguédine ont des grains de quartz jointifs de dimension moyenne de 220 μ , avec quelques grains de 450 μ ; ces grains sont assez sphériques, mais anguleux. Les feldspaths sont toujours rares et altérés, la muscovite est présente.

Vers le Nord du puits d'Arentigué, les grès moyens à grossiers se développent : la taille des quartz moyens atteint et dépasse 300 μ . Les faciès pétrographiques se rapprochent alors de ceux de la plaine de l'Oleki et de l'Emi Bao.

7. Formation de Bilma

La formation de Bilma est caractérisée par des niveaux détritiques assez fins, avec des zones grossières qui font suite aux niveaux marins de la formation de Kafra.

A Kafra, les niveaux élevés de la falaise renferment des fragments de bois homoxylé (*Dadoxylon*), non silicifiés, charbonneux ou ferrugineux, inclus dans des grès fins à moyens à ciment ferrugineux, semblables aux niveaux décrits dans la formation de Séguédine.

Les grès bruns de la base de la falaise de Bilma sont à grain fin ou moyen (300 μ), avec de gros quartz dispersés (1 à 2 mm), parfois sphériques et arrondis. Le ciment, peu abondant, est généralement réduit à une pellicule d'oxyde de fer discontinue et mince (15 μ) autour des grains.

A Bilma, la partie moyenne de la falaise est constituée de grès très fins et de siltstones présentant une structure détritique fine très hétérogène caractéristique. Des quartz (80 à 200 μ) assez arrondis et parfois sphériques, sont disséminés en lits irréguliers dans un fond de poussière de quartz de la taille des silts et de matière argileuse très finement pigmentée. Les feldspaths sont absents et la muscovite rare. Suivant les niveaux, les proportions des deux phases principales (gros quartz et matrice silteuse) varient considérablement, ce qui conduit à une gamme de faciès fort étendue. En certains points, du quartz néoformé apparaît dans les siltstones ou autour des grains de quartz dans les grès.

A Dirkou, un échantillon présente un litage très fin, de moins d'un millimètre d'épaisseur. Il est formé de couches de silts plus ou moins fins dont certaines admettent un ciment d'oxyde de fer vivement coloré.

D'une façon générale, les affleurements de la falaise, au Nord de Bilma et jusqu'à Yeggueba, montrent peu de faciès grossiers.

8. Formation de l'Emi Bao

A l'Emi Bao, les niveaux grossiers et conglomératiques sont nombreux dans les buttes qui prolongent la falaise de Bilma.

L'échantillon 2700 prélevé à 16 m de la base de la coupe de l'Emi Bao (fig. 84, niveau 5) est un grès moyen sableux avec quelques gros quartz atteignant 2 à 4 mm, et avec des lits conglomératiques. Les galets, constitués d'argile et de siltstones, ont des diamètres de quelques centimètres à quelques millimètres. Ils passent à des lits argileux qui correspondent, soit à des lentilles de dépôt, soit à des traînées provenant de la matière argileuse tendre, reprise dans les grès. Le diamètre moyen de 200 μ donné par la granulométrie ne tient pas compte des galets d'argile qui, à l'analyse, se dissocient

et s'ajoutent à la phase fine. Quelques galets de quartz et de quartzite existent. Ils ont en général des indices de sphéricité et d'arrondi assez élevés. Les quartz les plus petits, qui forment la masse de la roche, sont, au contraire, assez anguleux.

Les grès tendres, extrêmement friables, de la coupe de l'Emi Bao, ont donné les diamètres moyens suivants à l'analyse granulométrique (la position de l'échantillon est donnée en mètres au-dessus de la base de la coupe de la fig. 84) :

Niveaux de la coupe W (fig. 84)	Position de l'échantillon	Numéro de l'échantillon	Diamètre moyen en μ	Observations
38	110 m	2709	625	Grès grossier beige
29	75 m	2707	250	Grès moyen rose
25	60 m	2706	800	Grès grossier rose
18	42 m	2704	14	Argile silteuse
17	41 m	2703	460	Grès moyen à grossier rose
8	23 m	2702	195	Grès fin rose
5	16 m	2700	200	Grès à galets d'argile
3	14 m	2698	114	Grès très fin rose
1	1 m	2697	116	Sable très fin blanc

L'ensemble de la falaise comporte donc une alternance de bancs à granulométrie variée, avec toutefois, des niveaux de plus en plus grossiers vers le haut. Cependant, des bancs silteux et argileux s'intercalent à tous les niveaux.

La phase argileuse des échantillons provenant des bancs d'argile blanche est entièrement constituée de kaolinite, comme l'a montré l'analyse aux rayons X.

Les niveaux affleurant sur le plateau entre l'Emi Bao et Yatt-Dao-Timni, sont constitués de grès variés, parfois quartzifiés, avec des zones conglomératiques, à galets de quartz et quartzite atteignant 3 cm.

Les structures détritiques sont généralement à deux (ou trois) phases dimensionnelles distinctes, qui peuvent alterner ou être mélangées : 1° une phase grossière ou conglomératique, à galets de quartz assez sphériques et arrondis, parfois nourris ; 2° une phase fine ou moyenne à grains de quartz plus anguleux et plus allongés. Un ciment opaque à aspect porcelané peut exister et être localement silicifié ou ferruginisé.

Les mêmes faciès, avec de nombreuses zones conglomératiques ou quartzifiées, se suivent jusque dans la région de Férouane, Arkeïsi et Sidiné Boudoui, vers l'Est.

9. Formation de l'Oleki

Les roches de la butte de l'Oleki sont caractérisées par un mélange hétérogène de phases granulométriques variées, allant des gros quartz de plusieurs millimètres (plus rarement 1 cm) aux silts et à l'argile (kaolinite). Des galets d'argile se rencontrent également. Les niveaux de grès francs, de même que ceux de siltstone ou de kaolin pur, sont exceptionnels.

Les grains de quartz ou de quartzite les plus gros sont généralement à tendance sphérique et très arrondis. Ils sont dispersés dans une matrice de grains de quartz plus fins (de forme irrégulière et anguleuse), de silts et de kaolinite.

Les feldspaths sont très rares et altérés ; la muscovite est également très peu répandue. Le ciment ferrugineux, qui se développe par ferruginisation de la kaolinite, est réduit à quelques taches et bariolures très locales.

Dans l'ensemble, les microfaciès sont voisins de ceux rencontrés dans la falaise de Bilma, mais, ici, l'hétérogénéité est encore plus grande.

Les diamètres moyens donnés par l'analyse granulométrique à divers niveaux de la butte de l'Oleki sont les suivants (fig. 83) :

Niveaux de la coupe X (fig. 83)	Position de l'échantillon	Numéro de l'échantillon	Diamètre moyen en μ	Observations
19	115 m	2723	640	Grès grossier argileux
12	59 m	2721	202	Grès fin à gros quartz
10	54 m	2720	185	Grès fin argileux à gros quartz
3	36 m	2719	375	Grès moyen à gros quartz
2	32 m	2718	280	Grès moyen argileux
1	15 m	2717	104	Grès très fin argileux à gros quartz

Comme à l'Emi Bao, ces quelques échantillons semblent indiquer une augmentation très irrégulière de la taille des grains vers le haut de la série, mais des intercalations de grès fins argileux ou de kaolins silteux se rencontrent encore à tous les niveaux.

10. Caractères pétrographiques communs aux formations détritiques du Nord et du Nord-Est du bassin de Bilma

Plusieurs caractères communs aux roches de l'Emi Bao, de Bilma, de l'Oleki et du Nord-Est du bassin de Bilma, peuvent être maintenant dégagés :

a) — La structure détritique hétérogène, qui montre un mélange de plusieurs phases (grains très gros, isolés dans une matrice fine ou argileuse). Dans certains cas, ces phases alternent à l'échelle du banc ou du lit, mais le plus souvent elles sont intimement mélangées dans la roche. On est alors en présence, soit de remaniements de lits précédemment déposés (cas des grès à galets d'argile qui passent à des grès à trainées, puis à ciment argileux), soit d'une roche ayant l'aspect d'une coulée boueuse hétérogène figée.

b) — La distribution irrégulière de la granulométrie, dans la stratigraphie, avec tout de même une tendance à l'augmentation du diamètre des grains vers le haut, ce qui évoque une série régressive dans une formation géographiquement transgressive.

c) — La forte valeur des indices de sphéricité et d'arrondi pour les grains de quartz les plus gros. La phase fine (inférieure à 250 μ) reste, au contraire, anguleuse et de forme quelconque. Les galets et les grains de quartz ou quartzite les plus gros pourraient provenir du remaniement de roches sédimentaires. Avec quelques niveaux situés sous le Dévonien supérieur, les « grès de Nubie » (post-Namurien, Jurassique et Crétacé inférieur) constituent un matériel dont les dimensions granulométriques sont suffisantes pour que l'on puisse y voir en partie la source des éléments les plus gros de nos formations.

d) — L'absence ou la rareté des feldspaths, le plus souvent totalement altérés et de détermination douteuse. Il ne s'agit pas là du résultat d'une altération quaternaire récente. En effet, dans une position morphologique identique, et à des latitudes peu différentes pour des roches comparables, les feldspaths peuvent être abondants dans les séries paléozoïques du Djado ou dans le Crétacé du Sud de l'Aïr. L'absence de feldspaths doit être attribuée, soit à une origine différente du matériel (reprise de matériel sédimentaire), soit à une altération puissante ayant régné avant, pendant, ou après la sédimentation.

e) — La moins grande abondance des oxydes de fer que dans les formations à granulométrie plus fine et moins hétérogène de Kafra, d'Arentigué et de Séguédine.

f) — L'absence pratiquement totale de calcite, qui n'existe qu'à l'état de traces négligeables dans le ciment.

g) — La présence exclusive de kaolinite dans la fraction argileuse.

Ces différents caractères sont vraisemblablement la conséquence d'une sédimentation irrégulièrement perturbée, sous une tranche d'eau mince, temporaire et animée par des courants. Le milieu devait être acide et oxygéné et la phase organique être essentiellement constituée de débris végétaux.

G. — TECTONIQUE DU BASSIN DE BILMA

1. Structure

L'examen de la carte géologique montre que la structure actuelle du bassin de Bilma est celle d'un vaste synclinal long de 360 km dans le sens nord-sud et dont la demi-largeur dépasse 140 km. Les pendages moyens ont une valeur de l'ordre d'une fraction de degré, si bien que l'ensemble offre des caractères voisins de ceux des synclises.

La moitié occidentale du synclinal est seule visible. La moitié orientale, à l'Est de la falaise de Bilma, est masquée par les niveaux stratigraphiques les plus élevés, qui débordent sur le socle paléozoïque au Nord, avant de disparaître sous l'erg vers l'Est.

Cette structure simple est compliquée par des ondulations à pendages de quelques degrés, telles que, notamment, la zone anticlinale de Cheffadène. En outre, de très longues failles nord-ouest sud-est recoupent le bassin. Le long de ces accidents, qui passent localement à des flexures, les pendages se redressent brusquement jusqu'à atteindre des valeurs de plusieurs dizaines de degrés.

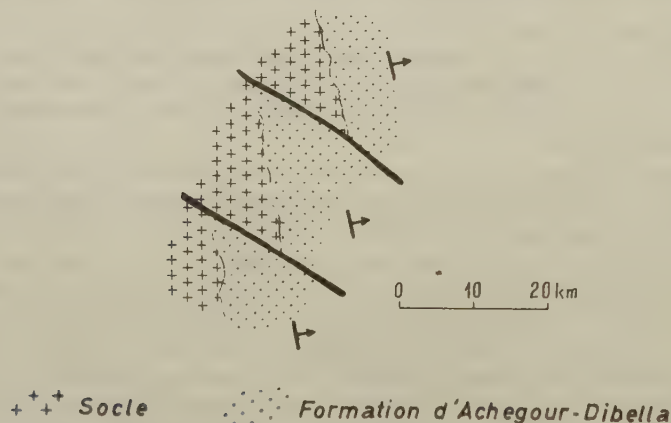


FIG. 88. — Schéma théorique explicatif du décalage des compartiments sur la bordure occidentale du bassin de Bilma.
(le compartiment sud-ouest abaissé apparaît décalé vers l'ouest).

2. Les failles de la zone périphérique

Dans les zones de dunes, la plupart des affleurements qui réussissent à émerger sont dus à une induration poussée des grès à proximité des failles.

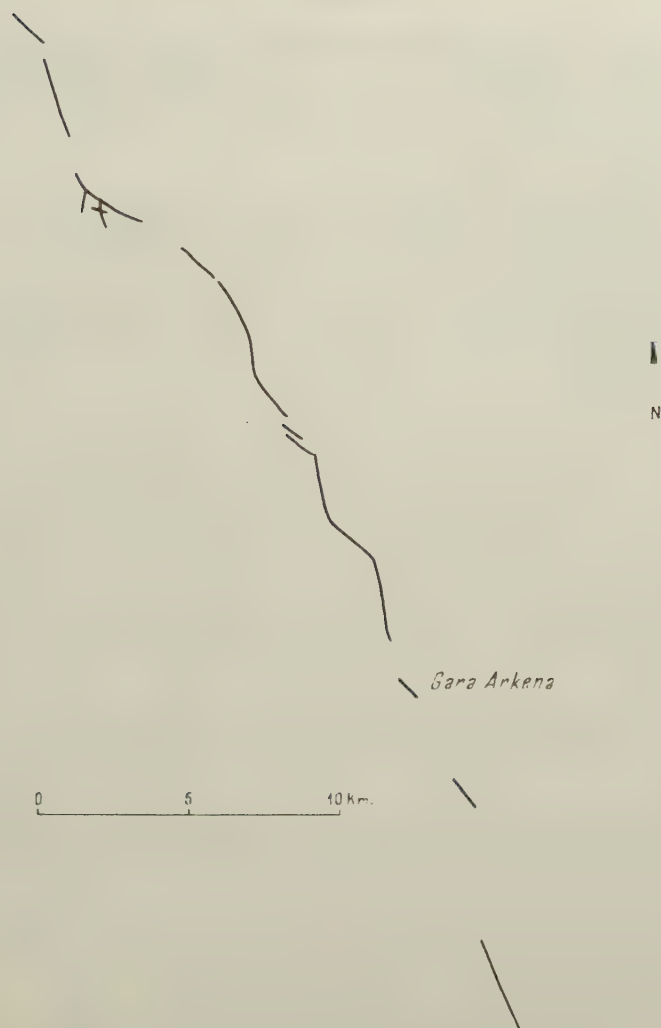


FIG. 89. — Trace de la faille de la Gara Arkéna.

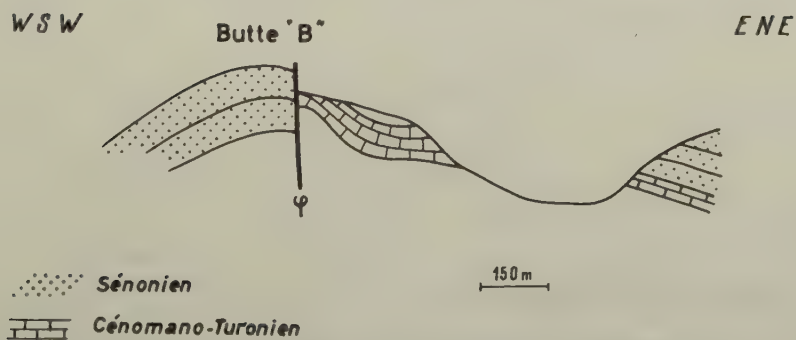


FIG. 90. — Faille de la gara Arkéna à la butte « B ».

Les grès de la formation d'Achegour-Dibella sont coupés de fractures nord-ouest sud-est qui délimitent des blocs gréseux décalés les uns par rapport aux autres. Ces fractures sont obliques par rapport à la limite entre le bassin sédimentaire et le socle, dans lequel elles se prolongent (fig. 88).

Ainsi, la faille d'Ezerza part du socle, traverse les grès, puis les sépare de la formation argileuse d'Ezerza, avant de se perdre sous le sable.

Les différents compartiments ainsi délimités d'Ezerza à Fachi semblent décalés vers l'Ouest. Ce fait ne doit pas être attribué à un jeu horizontal des blocs le long des failles, mais plutôt à un abaissement des compartiments sud-ouest qui, compte tenu du pendage et de la topographie, apparaissent rejetés vers le Nord-Ouest. Le calcul effectué dans plusieurs cas montre que le décalage moyen correspond approximativement à un rejet vertical total de l'ordre de 100 à 150 m pour des pendages de 1° à 2° vers l'ENE. En outre, les différents compartiments ont subi des basculements qui compliquent cette disposition.

Cette hypothèse peut expliquer la situation excentrique de Fachi par rapport aux auréoles du synclise de Bilma.

Les failles sont assez souvent soulignées par des brèches quartzifiées à ciment d'oxydes de fer, notamment à l'Est d'Ezerza et dans la région de Dibella. Le ciment ferrugineux est postérieur à la quartzification des grès. Il est également plus récent que les petits filonets de quartz qui sont broyés avec la brèche de faille (Teggeret, région de Fachi).

Plusieurs figures présentées lors de l'étude stratigraphique de la région (fig. 61, 63, 70) montrent la disposition de quelques failles observables, dont les principales sont reportées sur la carte.

3. La fracture de la gara Arkéna et son prolongement

Une fracture remarquable existe dans la région de la gara Arkéna et se relie à une ligne de flexures et d'anticlinaux. Elle peut se suivre sur plus de 80 km. Sa direction moyenne NNW-SSE, assez sinueuse dans le détail, se prolonge par des alignements nord-sud dans les monts de Kafra.

Cette fracture passe à une flexure brutale et met en contact le Sénonien à l'Ouest avec le Cénomano-Turonien du flanc ouest de l'anticlinal de Cheffadène. Le rejet total dépasse alors sans doute 100 m (coupe de la fig. 90).

Au voisinage de cette zone, à 15 km au Nord-Ouest de Kafra, un curieux accident circulaire traverse le Sénonien. Il se présente sous forme d'un piton, haut d'une quinzaine de mètres et de 50 m de diamètre, constitué de grès ferrugineux quartzifiés, à zones bréchiques. Autour du piton, les pendages concentriques montrent une disposition en entonnoir. Leur valeur au pied du piton passe de 35 à 75°.



FIG. 91. — Coupe schématique à travers la faille de la gara Arkéna.

A Kafra, une faille inclinée vers l'Est est nettement visible dans les buttes qu'elle recoupe. Plusieurs accidents se relaient du Nord au Sud. Dans la même direction générale, plus au Sud-Est,

des failles traversent la montagne de Ndjesomi et Tiguedelane. Enfin, une faille parallèle affecte la région située au Nord de Zoo Baba.

De petites failles obliques se détachent des accidents principaux et sont souvent inclinées à 45° sur la faille majeure.

4. Les failles de la région de Cheffadène et d'Arentigué

A l'Est de l'accident principal de la gara Arkéna, des failles parallèles affectent la formation de Zoo Baba, puis celle de Cheffadène.

Une faille assez importante semble contrôler le changement de direction des couches à la terminaison périclinale sud de l'anticlinal de Cheffadène.

Vers Arentigué, plusieurs accidents nord-ouest sud-est déterminent une intense ferruginisation des grès à leur voisinage. Le rejet semble très faible.

Plus au Sud, notamment à l'Est et au Nord de la région de Bilma, la direction des rares accidents change progressivement et tend vers une orientation méridienne.

Enfin, à l'extrémité nord du bassin de Bilma, on constate que plusieurs accidents du bassin paléozoïque du Djado, de direction NE-SW se prolongent dans les grès de la formation de l'Emi Bao. Une faille en particulier, qui recoupe le mont Totomaye et provoque un effondrement étroit de ces grès dans le Carbonifère à Wouro, se poursuit assez loin vers le Sud-Ouest. Une partie du système de failles du Djado date par conséquent du Tertiaire et, par suite, est peut-être contemporaine du soulèvement du Tibesti qui a été accompagné par d'importantes venues volcaniques.

Tous les accidents nord-ouest sud-est et nord-sud signalés dans le bassin de Bilma affectent les formations crétacées, y compris le Sénonien. Cependant, ces failles traversent plus rarement la formation du plateau de Bilma. Il est par conséquent raisonnable de penser qu'elles sont en partie contemporaines des mouvements du socle qui ont entraîné la transgression de cette formation vers l'Est.

H. — CONCLUSION SUR LA LITHOLOGIE ET LA STRATIGRAPHIE DU BASSIN DE BILMA

La succession lithologique qui caractérise la stratigraphie du bassin de Bilma subit des variations considérables vers le Nord-Est. Ces changements de faciès se produisent dans le même sens pour les différentes formations, mais interviennent en des points différents.

D'une manière générale, l'évolution des faciès se fait dans le sens suivant :

— Les bancs de calcaires francs se chargent en quartz de la taille des silts, deviennent ferrugineux, puis disparaissent totalement.

— Les argiles feuilletées qui contiennent une certaine proportion d'illite, deviennent massives et essentiellement kaoliniques, tout en se chargeant de silts, de sable fin, puis de quartz grossiers.

— Les grès deviennent de plus en plus grossiers, avec des lentilles conglomératiques et une stratification entrecroisée. Ils prennent de plus en plus d'extension dans les successions stratigraphiques, et sont alors coupés de lits kaoliniques qu'ils remanient partiellement en galets.

— Les Ammonites, extrêmement nombreuses dans certains niveaux calcaires, deviennent rares; leur coquille ferruginisée est alors parfois usée ou brisée dans des niveaux sableux ou silteux.

W SW

ENE

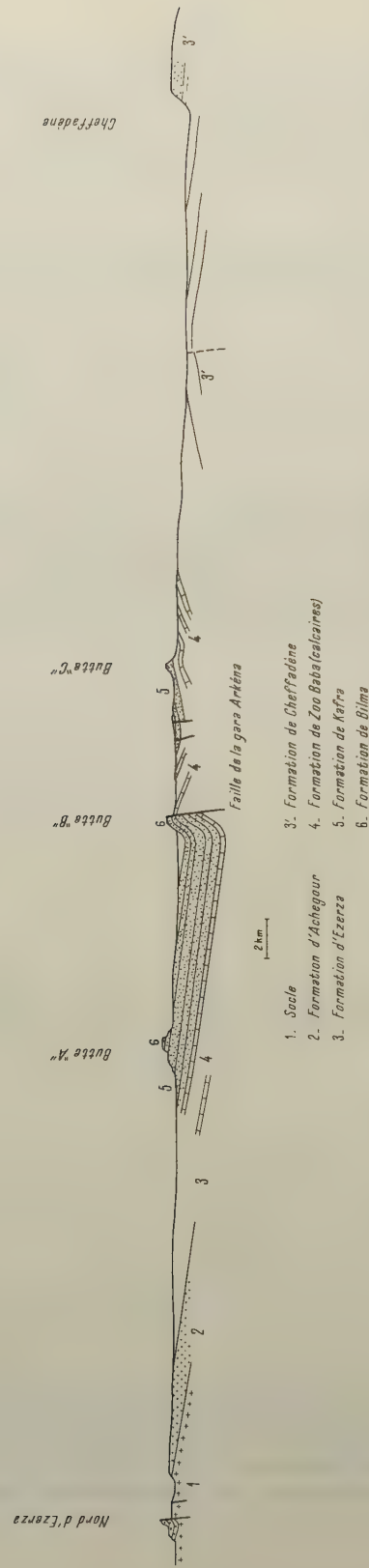


FIG. 92. — Coupe entre Cheffadène et un point situé à 60 km au Nord d'Ezerza, passant par les buttes « A » « B » et « C ».

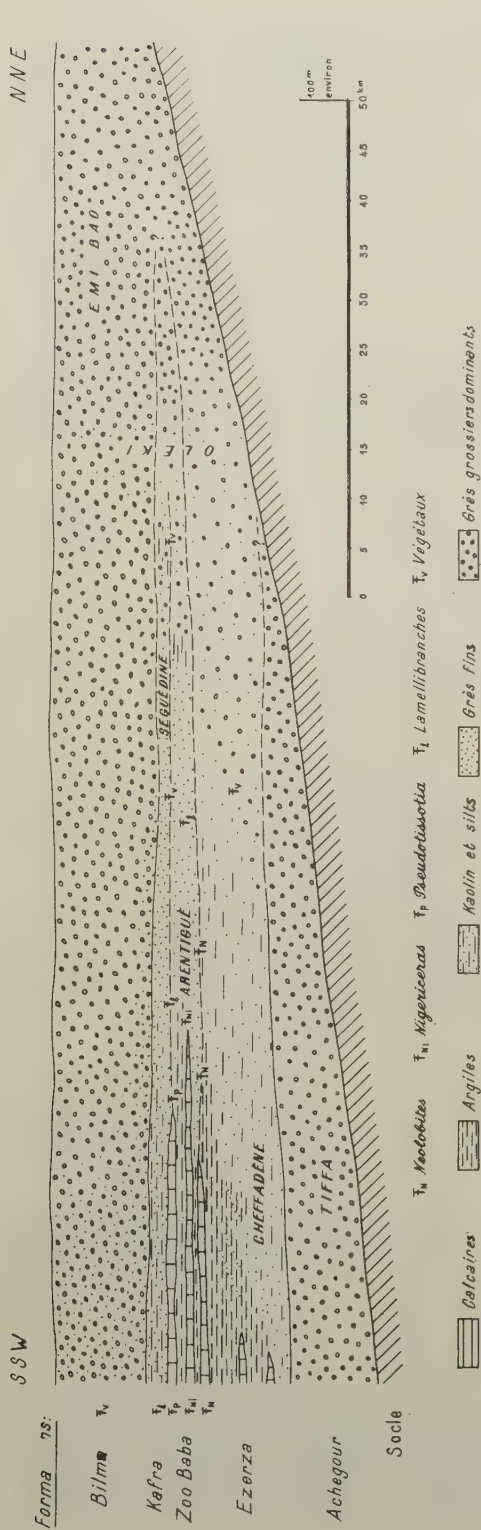


Fig. 93. — Schéma représentatif des variations de faciès vers le Nord du bassin de Bilma.

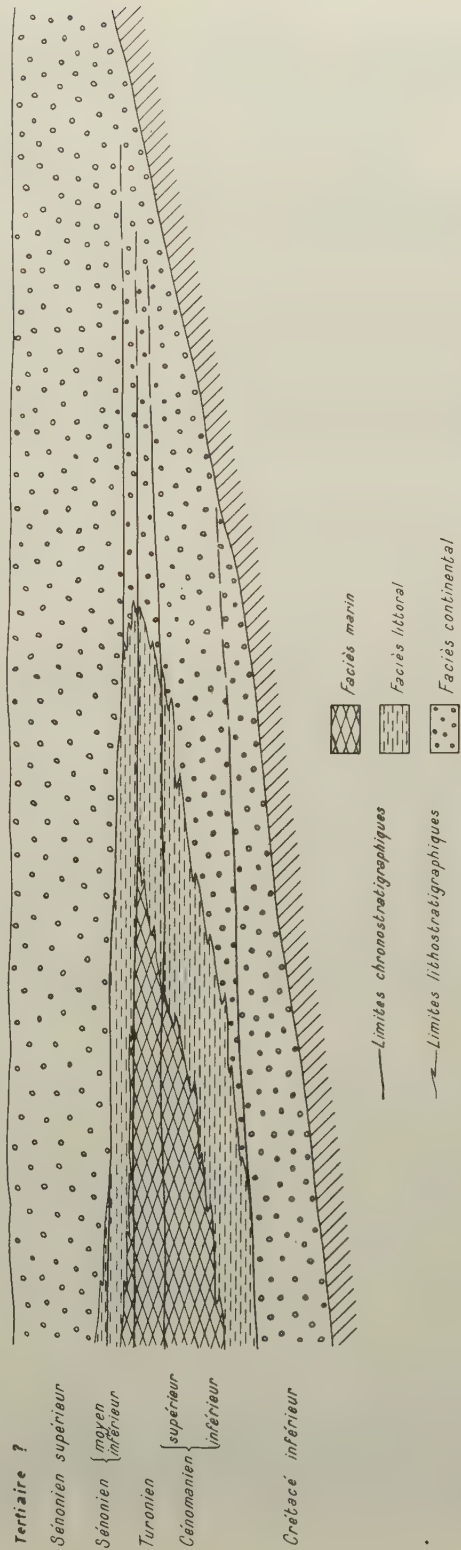


Fig. 94. — Schéma interprétatif des variations de faciès.

Au-delà de la disparition des Ammonites, les Lamellibranches de petite taille se rencontrent encore assez fréquemment dans les grès fins, parfois ferrugineux, mais ils finissent, eux aussi, par se raréfier, puis disparaître.

— Les traces végétales, absentes des niveaux à Ammonites, apparaissent dans les niveaux kaoliniques et ferrugineux et dans les grès grossiers à stratification entrecroisée. Les empreintes de feuilles, parfaitement conservées dans des plaquettes ferrugineuses silteuses, semblent se situer dans la prolongation des niveaux à faune marine.

En résumé, un faisceau convergent d'arguments conduit à penser que les dépôts marins se chargent vers le Nord-Est en éléments terrigènes de plus en plus grossiers; ils perdent leurs caractères marins et passent à des faciès purement continentaux (1).

Le schéma représentatif de ces changements de faciès (fig. 93) montre qu'ils se font progressivement dans le temps et dans l'espace; il n'apparaît pas nettement de discordance majeure qui mette en contact deux ensembles très différents. Si le contact à l'échelle du banc peut être localement brusque, la transition à l'échelle de la formation reste toujours assez progressive.

La transgression marine

Le schéma interprétatif peut être donné dès maintenant, car il découle naturellement du précédent. On distinguera trois groupes de faciès (fig. 94) :

- des argiles (non essentiellement kaoliniques) et des calcaires en bancs
- des argiles kaoliniques et des grès fins homogènes
- des grès grossiers hétérogènes

considérés respectivement comme représentant des dépôts d'origine marine, littorale et continentale.

De plus, sur ce schéma, on a tracé des lignes isochrones, en utilisant les limites des bancs et toutes les fois que cela a été possible, les niveaux biostratigraphiques à Ammonites.

On constate alors une répartition des faciès très cohérente mais indépendante des lignes isochrones. Dans le bassin de sédimentation, une transgression marine s'est avancée progressivement depuis le Cénoomanien, atteignant sa plus grande extension vers le Nord-Est au Turonien inférieur. Une régression lui a immédiatement succédé, qui s'est poursuivie jusque dans la première moitié du Sénonien. Avant comme après cette avancée marine, la sédimentation était partout essentiellement terrigène.

Le schéma suggère, d'autre part, que la transgression marine a été plus progressive que la régression qui s'est effectuée un peu plus rapidement.

Il ne semble pas, dans la région étudiée, que les sédiments marins aient pu se déposer directement en discordance sur un socle beaucoup plus ancien. Partout ils ont été précédés, dans le temps comme dans l'espace, par des dépôts de type continental.

Pour résumer ces remarques, qui serviront lors de l'interprétation paléogéographique, on peut dire que *l'invasion marine s'est faite dans un domaine de sédimentation qui existait déjà avant elle et qui a pu lui survivre.*

(1) Cette évolution des faciès marins vers le Nord avait été admise, dès les premières reconnaissances, par les géologues étudiant la région du Djado, P. RENAULT en 1954, puis C. HUBAULT, J. M. FREULON et A. BONNET en 1956. Mais cette interprétation nécessitait une révision, car une part importante des affleurements de Crétacé supérieur était alors considérée comme appartenant au Dévonien. Ce n'est qu'en 1958 qu'une mission exécutée en collaboration avec les géologues de la deuxième mission de pré-reconnaissance pétrolière du Djado, J. GRÉGOIRE, G. JUTARD, R. MOUFLARD et B. PLAUCHUT (1960), a pu préciser l'extension vers le Sud des terrains paléozoïques.

La région située au Nord de Bilma nous permet de préciser un jalon des rivages de la mer du Crétacé moyen et supérieur, qui occupait une grande partie du Niger. On sait qu'aucun témoin de cette mer n'existe vers l'Est, dans toute la partie nord de la République du Tchad. Il est donc probable que le rivage s'étendait vers le Sud-Sud-Est, à partir de Séguédine. Les changements de faciès, qui sont visibles à l'affleurement dans cette dernière région, sont susceptibles de se prolonger sous les grès de Bilma, plus au Sud.

Notons enfin une différence essentielle, quant au mode de variation des faciès, entre le Crétacé inférieur du Sud de l'Aïr et le Crétacé supérieur du Nord de Bilma. Dans les deux régions, on constate que les niveaux les plus élevés recouvrent transgressivement les précédents et s'avancent sur une surface précédemment émergée. Mais, dans le Crétacé inférieur du Sud de l'Aïr, les niveaux lithologiques conservent leur faciès et leur individualité, alors que dans le Crétacé supérieur du Nord de Bilma, tous les niveaux convergent vers un faciès compréhensif uniforme.

Dans le premier cas, le déplacement des aires de sédimentation dans le temps n'a pas été accompagné d'un changement important dans les conditions régnautes. Dans le second cas, au contraire, dans un secteur assez localisé (région nord), les conditions sont restées assez constantes pendant un temps prolongé, alors qu'au large elles subissaient des changements notables.

L'exemple du Sud de l'Aïr est lié à un continent qui bascule en s'enfonçant progressivement vers l'Est; celui du Nord de Bilma semble correspondre à une zone de sédimentation deltaïque qui se serait maintenue longtemps dans le même secteur pendant l'enfoncement du continent.

I. — ÉVOLUTION STRUCTURALE ET MORPHOLOGIQUE DU BASSIN DE BILMA

Si l'on considère que l'ensemble sédimentaire du bassin de Bilma caractérise une aire déprimée opposée à un continent altéré ou érodé, on peut tenter de définir la répartition de ces deux domaines au cours des âges et, par suite, d'en dégager l'évolution.

Le schéma de la figure 95 illustre quatre étapes de cette évolution structurale et morphologique du bassin. Il peut être rendu plus clair par les commentaires suivants :

— Au Crétacé, le domaine de sédimentation est situé vers l'Ouest et le Sud de l'actuel bassin. A l'Est et au Nord, le continent fournit des produits d'altération (kaolinite) et d'érosion.

— A la fin du Crétacé, le continent paléozoïque s'abaisse et la sédimentation détritique s'y étend, alors qu'elle cesse peut-être à l'emplacement de l'ancien bassin.

— Après le Crétacé, l'ancien bassin se soulève et les dépôts deviennent la proie d'une érosion active. Sur l'ancien continent, la couverture du Paléozoïque n'est plus soumise qu'à une érosion modérée.

— A la fin du Tertiaire et au Quaternaire, un soulèvement général oppose cette région au bassin du Tchad qui s'enfonce. Les reliefs sont profondément entaillés et les autres secteurs sont soumis à l'altération; des dépôts éphémères et peu épais, dunaires ou lacustres, s'accumulent principalement dans les zones basses.

On constate que le sens de l'enfoncement s'est inversé à la fin du Crétacé. La zone relativement stable de Séguédine qui fixait une limite au bassin, puis l'ancien continent paléozoïque, deviennent à leur tour des zones de sédimentation. L'érosion qui accompagne le soulèvement de l'ancien bassin, y amorce une morphologie de cuesta qui s'accentuera au cours du Quaternaire. Un soulèvement généralisé plus récent affecte particulièrement le pays à soubassement paléozoïque voisin du Tibesti.

Dans cette région, la couverture crétacée est presque totalement enlevée. Ceci est la conséquence d'une nouvelle inversion du sens des mouvements verticaux affectant la région. Cette dernière inversion date sans doute de la fin du Tertiaire et du Quaternaire.

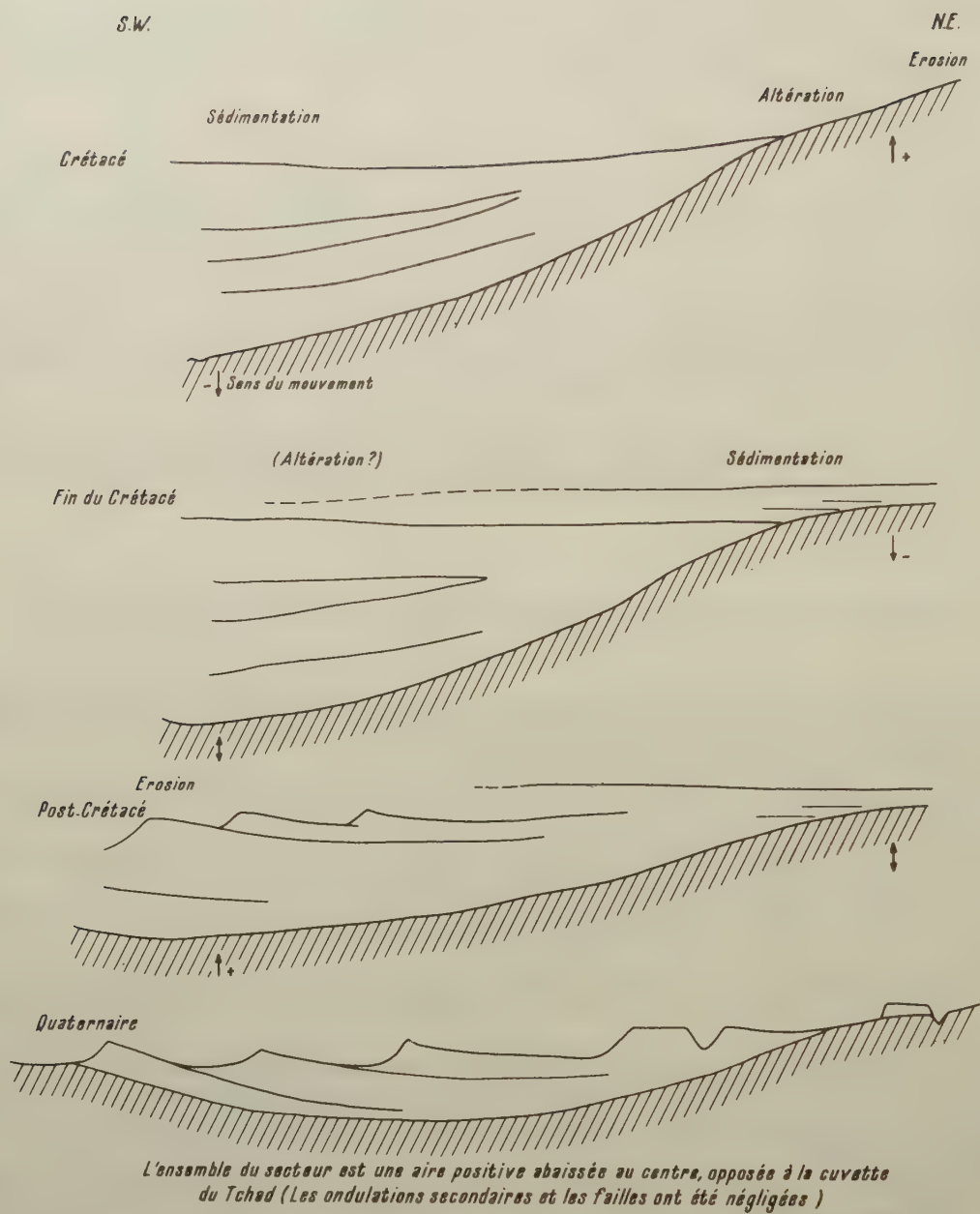


FIG. 95. — Schéma de l'évolution structurale et morphologique du bassin de Bilma.
Déplacement des aires d'érosion, d'altération et de sédimentation.

Ces mouvements se font progressivement et intéressent de vastes domaines. Nous avons noté que, dans ce secteur, la formation détritique supérieure (Emi Bao, Férouane, Totomaye), bien que transgressive sur son socle paléozoïque, n'était pas séparée des niveaux sous-jacents par une discordance visible. Cependant, le caractère rapide de la régression marine du Sénonien et l'établissement d'un régime de sédimentation grossière généralisé indique un changement accéléré dans les conditions de dépôt de cette époque.

Nous dirons que la formation de Bilma montre une « tendance » vers une position discordante sur les terrains immédiatement inférieurs. Tous les intermédiaires avec une véritable concordance doivent probablement exister.

Il est possible que la direction de la falaise de Bilma, oblique par rapport aux couches du bassin, soit un indice de cette tendance à la discordance de la formation. Cependant, la carte géologique indique la présence de témoins étendus à l'Ouest de la falaise et immédiatement superposés à la formation de Kafra, ce qui nuance notre remarque et confirme que la discontinuité pétrographique ne peut correspondre qu'à une très faible discordance structurale.

TABLEAU DE CORRESPONDANCE DES FORMATIONS DU BASSIN DE BILMA

	Sud	Intermédiaire	Nord
Tertiaire ?			
Sénonien	Bilma	Emi Bao	Oléki
	Kafra	Séguédine	
Turonien	Zoo Baba	Arentigué	
Cénomanién	Ezerza	Cheffadène	
Crétacé inférieur	Achegour - Dibella	Tiffa	?
	Socle précambrien	Socle précambrien et paléozoïque	

J. — LE PROBLÈME DES ALTÉRATIONS

A côté de l'augmentation dimensionnelle et quantitative de la phase détritique dans les formations de Cheffadène et d'Arentigué, nous avons signalé d'autres transformations parallèles telles que la disparition des niveaux calcaires, la multiplication des lits ferrugineux et la constitution essentiellement kaolinique des argiles.

Une part de ces modifications peut être due à des causes contemporaines de la sédimentation : apports terrigènes riches en fer et en kaolinite, ou altérations successives des niveaux déposés.

En effet, les séries détritiques portent la marque d'interruptions répétées dans la sédimentation, suivies d'émersions au cours desquelles l'altération pouvait affecter les couches fraîchement déposées.

Par suite de sa moindre épaisseur et de sa plus grande perméabilité, la zone des faciès détritiques offre une réceptivité plus grande aux altérations, soit contemporaines des arrêts de la sédimentation, soit immédiatement postérieures à la fin du dépôt.

Mais l'observation des affleurements montre nettement que des altérations récentes, datant sans doute des périodes humides du Quaternaire, viennent se superposer aux actions anciennes, ce qui complique singulièrement le problème. La ferruginisation, sur quelques centimètres, du sommet

FIG. 96. — Dépliant au verso.

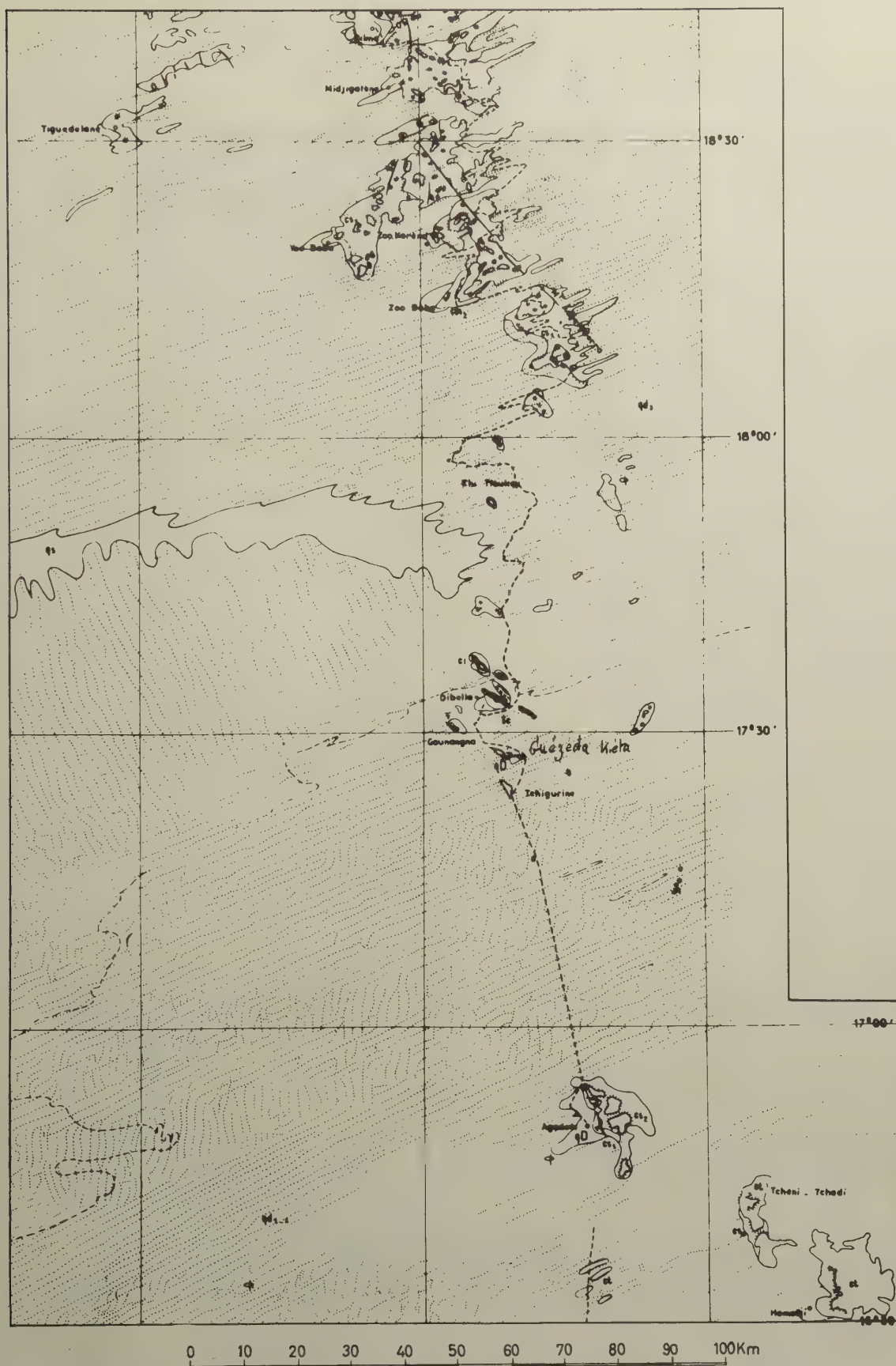


FIG. 96. — Esquisse de la région située au Sud de Bilma.
(Dibella, Agadem, Homodji).

des bancs affleurant provient sans doute d'actions récentes, alors que les plaquettes ferrugineuses incluses dans les kaolins correspondent peut-être à un phénomène ancien. Nous reviendrons sur ces questions après avoir examiné d'autres régions où des altérations anciennes fossiles peuvent être plus nettement mises en évidence.

K. — CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR LE BASSIN DE BILMA

L'étude du synéclyse de Bilma a permis d'établir la succession stratigraphique du Crétacé de cette région et d'en suivre pas à pas l'évolution du Sud vers le Nord-Est.

La série est épaisse d'un millier de mètres et comporte des termes marins dans sa partie médiane (entre le Cénomaniens et le Sénonien inférieur). Elle diminue d'épaisseur et passe insensiblement à une série détritique terrigène compréhensive vers le Nord-Est. En même temps, les niveaux les plus inférieurs disparaissent, tandis que les couches les plus élevées (Sénonien supérieur et peut-être base du Tertiaire) débordent sur le soubassement paléozoïque précédemment émergé.

L'apparition, puis la disparition progressive des faciès marins au sein de la série sédimentaire ne semblent pas en relation avec des changements tectoniques importants.

En revanche, le déplacement des zones de sédimentation correspond à de lents mouvements verticaux ou de bascule du socle. Ce dernier est également le siège de fracturations qui se traduisent, dans la couverture sédimentaire, par de longues failles, de direction générale NW-SE.

Nous concluons sur une notion générale, en disant que *si la répartition et le déplacement des aires de sédimentation, d'altération et d'érosion, sont sous la dépendance des phénomènes épéirogéniques, la distribution des faciès marins ou continentaux dans le bassin est simplement fonction de la situation topographique relative de la mer et de la zone de sédimentation.*

3° — LE NORD DU BASSIN DU TCHAD — LA RÉGION D'AGADEM

Le granite de la zone faillée anticlinale de Dibella constitue une limite géologique entre le bassin de Bilma au Nord et celui du Tchad au Sud.

Les buttes gréseuses de la formation de Dibella, que nous avons signalées au Sud de l'oasis, peuvent être considérées comme des témoins du rebord crétacé de la cuvette tchadienne. Ces témoins s'étendent au Sud de Dibella, sur 20 à 30 km.

Au-delà de cette bordure de buttes gréseuses, vers le Sud, l'ensablement est très important et aucun affleurement n'a été observé avant le mont d'Agadem.

Le massif d'Agadem est constitué par un plateau fortement entaillé. Il domine de plus de 150 m la profonde cuvette où sont situés les points d'eau. Les falaises permettent de relever de bonnes coupes verticales, malgré l'abondance des éboulis ferrugineux qui encombrant les pentes.

Les plateaux de Tchouni-Tchadi et d'Homodji prolongent les niveaux supérieurs d'Agadem vers le Sud-Est. Quelques affleurements des mêmes formations, notamment des oolites ferrugineuses, se rencontrent jusqu'à une trentaine de kilomètres au Sud d'Agadem, au Nord de Bézédinga.

Plus au Sud, jusqu'au Lac Tchad, il n'existe plus d'affleurements; les dunes et les dépôts lacustres masquent entièrement le soubassement. Les quelques rochers de grès à ciment ferrugineux des environs de Bézédinga appartiennent également au Quaternaire. On trouve, cependant, de très

nombreux échantillons de roches variées, notamment des basaltes. Mais ces matériaux ont été apportés par l'homme, en particulier au Néolithique, dont les vestiges sont extrêmement abondants dans toute la région. Les basaltes signalés par FREYDENBERG (1908) ont certainement cette origine et par conséquent, il ne semble pas possible de figurer de volcans dans ce secteur, comme cela avait été fait à l'époque.

A. — LA RÉGION COMPRISE ENTRE DIBELLA ET AGADEM

La zone sans affleurements, large d'une quarantaine de kilomètres, située entre les dernières buttes de grès de la formation de Dibella et le massif d'Agadem, peut être considérée comme la seconde auréole de la bordure nord du bassin crétacé du Tchad. Cette auréole est symétrique de celle du bassin de Bilma qui existe dans la région de Zoo Baba.

Les termes de la série stratigraphique qui sont masqués dans la zone de dunes, doivent correspondre aux formations d'Ezerza et de Zoo Baba (Cénomaniens et Turoniens). L'absence de reliefs conduit à penser qu'ils sont encore probablement constitués de faciès argileux, comme les affleurements les plus voisins, situés à une centaine de kilomètres plus au Nord. Si l'on admet pour les pendages une valeur moyenne proche de celle des niveaux inférieurs d'Agadem, les terrains masqués peuvent avoir une épaisseur de l'ordre de 430 m, c'est-à-dire comparable à celle des niveaux correspondants dans le Sud du bassin de Bilma. Cette hypothèse donne une puissance minimum qui est en accord avec l'épaisseur du bassin sédimentaire déduite des profils de magnétométrie aéroportée. Elle est, de plus, confirmée par l'âge sénonien qui sera attribué à la formation d'Agadem.

B. — LE MASSIF D'AGADEM (fig. 97)

Un certain nombre de successions lithologiques ont été relevées dans les falaises limitant le massif d'Agadem vers l'Ouest. Avant de donner le détail de ces observations, rappelons sommairement la stratigraphie du massif telle qu'elle a été établie en 1954, de haut en bas (H. FAURE) :

<i>Formation</i>	<i>Lithologie dominante ou caractéristique</i>
Homodji	Bancs d'oolithe ferrugineuse, grès argileux.
Galhama	Kaolin, bauxite, grès ferrugineux.
Agadem	Argiles, grès fin, lumachelle ferrugineuse à Lamellibranches.

La formation d'Agadem a livré une faune, que nous citerons plus loin, qui permet de dater les niveaux inférieurs du massif du Sénonien, sans doute moyen ou supérieur.

La formation à bancs d'oolithe ferrugineuse offre un faciès très constant vers la base du « Continental terminal » du Niger, du Soudan et de la Nigeria. Dans ces dernières régions, ce faciès repose sur l'Eocène moyen marin, et a pu être daté de l'Eocène supérieur ou de l'Oligocène. Nous supposons qu'il conserve un âge peu différent au Niger oriental et nous discuterons ultérieurement la valeur de cette hypothèse.

Sur une même figure ont été réunies les successions lithologiques de sept coupes relevées dans le massif d'Agadem. A l'exception de la lumachelle ferrugineuse, il est pratiquement impossible d'utiliser des bancs repères; aussi, les limites qui réunissent les niveaux homologues des différentes coupes doivent être considérées comme approximatives. Ces sept coupes ont été notées A à G, du Nord au Sud (fig. 98).

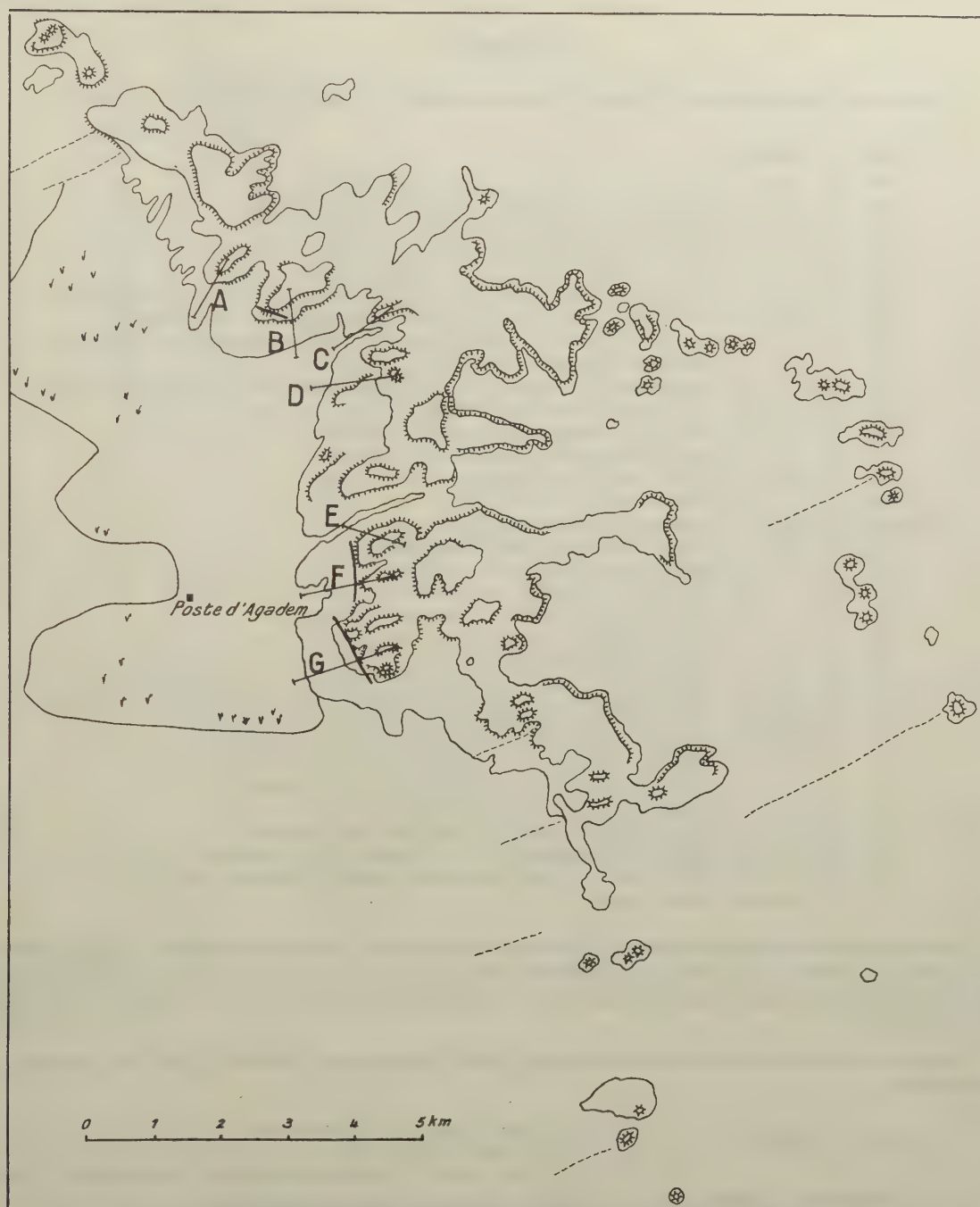


FIG. 97. — Croquis du massif d'Agadem et situation des coupes de la figure 98.

1. Coupe A

Succession lithologique de la falaise, dans la direction 8° au Nord du poste d'Agadem

Niveaux	Puissances	
32	3 m	Pisolithes ferrugineuses à tubulures (éch. 1097)
31	3 m	Oolithes ferrugineuses à tubulures
30	6 m	Zone de grès ferrugineux scoriacés
29	2 m	Grès marron, jaune, à graviers inférieurs à 1 cm
28	3 m	Grès argileux bariolé marron, jaune et blanc, à tubulures ferrugineuses
27	14 m	Eboulis de nombreuses plaques ferrugineuses à ripple marks
26	5 m	Bauxite pisolithique, recouverte d'éboulis de plaques ferrugineuses
25	15 m	Kaolin et bauxite à pisolithes
24	6 m	Argile bariolée silteuse, à bancs ferrugineux de 40 cm de puissance
23	6 m	Argile gris foncé, esquilleuse
22	0,10 m	Banc ferrugineux fossilifère (éch. 1098)
21	2 m	Argile gris foncé, esquilleuse
20	0,50 m	Sable vert glauconieux
19	3 m	Grès fin roux à rose pâle
18	0,40 m	Argile esquilleuse
17	0,20 m	Banc ferrugineux fossilifère (éch. 1099)
16	9 m	Argile grise esquilleuse
15	1 m	Argile grise à gypse
14	9 m	Argile grise tendre
13	1 m	Grès tendre
12	2 m	Argile esquilleuse violacée
11	7 m	Grès fin blanc beige, tendre, terminé par un banc de grès dur
10	3 m	Grès à plaques ferrugineuses (le sommet constitue une plate-forme)
9	0,40 m	Grès noir, dur, ferrugineux, à cannelures horizontales
8	5 m	Grès rose, rouge ou violacé, à stratification entrecroisée
7	2 m	Grès fin en bancs, tendre, à stratification entrecroisée
6	2 m	Grès fin gris en bancs (vacuoles à l'affleurement)
5	2 m	Argile grise à plaques ferrugineuses
4	4 m	Grès gris très argileux à plaquettes ferrugineuses
3	2 m	Plaquettes ferrugineuses peu épaisses et rapprochées
2	7 m	Sable blanc argileux, localement violet à plaquettes ferrugineuses
1	4 m	Sable blanc

La base de cette coupe est située à environ 17 m au-dessus du poste d'Agadem construit dans la cuvette. Le sommet est à environ 146,60 m au-dessus de ce point (les altitudes et les épaisseurs étant approximatives). Quelques Lamellibranches semblables à ceux du niveau 17 ont été rencontrés vers le niveau 4.

On peut schématiser cette succession en sept unités lithologiques rattachées aux trois formations distinguées :

Formation d'Homodji		{	7 Oolithes et pisolithes ferrugineuses (6 m)
			6 Grès à graviers (11 m)
			5 Grès fin argileux, à dalles ferrugineuses à ripple marks (14 m)
Formation de Galhama			4 Kaolin, argile gréseuse, bauxites (20 m)
Formation d'Agadem		{	3 Grès fin et argile à bancs ferrugineux (18 m)
			2 Argiles à gypse (19 m)
			1 Grès fin à stratification entrecroisée (42 m visibles)

(Les limites de ces unités sont celles indiquées sur la figure 98).

2. Coupe B

Succession lithologique de la falaise 15° au Nord du poste d'Agadem

Niveaux	Puissances	
30	5 m	Pisolithes ferrugineux massifs
29	1 m	Pisolithes à tubulures creuses et vacuoles (éch. 993)
28	2 m	Grès ferrugineux scoriacé
27	4 m	Limon cendreaux à oolithes ferrugineuses
26	0,50 m	Limon rose, rouge ou blanc, à aspect cendreaux
25	0,20 m	Lit de graviers de quartz un peu anguleux
24	18 m	Sable argileux poudreux jaune et blanc
23	0,02 m	Lit d'aspect cendreaux
22	0,10 m	Plaques ferrugineuses (éch. 990)
21	20 m	Argile rouge ou blanche et bauxite pisolithique (éch. 992)
20	10 m	Grès orangé très fin
19	6,50 m	Argile blanche rose et jaune
18	5 m	Sable très fin rose, blanc ou jaune (éch. 991)
17	8 m	Caché par des éboulis
16	2 m	Argile
15	8 m	Argile grise esquilleuse allant du jaune au violet (éch. 989 et 988)
14	4 m	Grès sableux orangé
13	2 m	Grès sableux jaune orangé, à aspect noduleux
12	2 m	Plaques ferrugineuses litées
11	3 m	Sable gréseux rose
10	6 m	Sable fin micacé, jaune, à vacuoles en surface
9	1 m	Sable fin rose, à stratification entrecroisée très accentuée
8	6 m	Argile sableuse à plaquettes ferrugineuses et sable jaune à stratification entrecroisée et vacuoles en surface
7	3 m	Argile sableuse jaune orangé, blanc ou rouille (cavernes)
6	5 m	Grès fin blanc et jaune, lité, plus argileux vers le haut
5	0,50 m	Plaquettes ferrugineuses (éch. 987)
4	1 m	Grès rouge limonitique, en banc massif
3	5 m	Grès fin, blanc et rose, à traces ferrugineuses verticales (1 mm de largeur)
2	5 m	Plaques de grès ferrugineux (le sommet forme un petit plateau supportant localement 2 m de diatomite à rognons plats, discordante et emboîtée) (éch. 986)
1	2 m	Grès tendre, sableux, blanc, poudreux, à stratification entrecroisée (éch. 994)

La base de la coupe se situe à environ une dizaine de mètres au-dessus du poste d'Agadem, et son sommet vers 145 m. Le niveau ferrugineux fossilifère n'a pas été observé en place; il doit être situé dans le niveau 17 qui est masqué par des éboulis. On a séparé les sept unités lithologiques sur la figure.

3. Coupe C

Succession lithologique de la falaise 30° au Nord du poste d'Agadem

Niveaux	Puissances	
12	4 m	Caché par des éboulis; concrétions ferrugineuses à gros quartz
11	10 m	Grès roux terreux à gros quartz
10	15 m	Argile un peu terreuse blanchâtre, alternant avec des plaques ferrugineuses (2 cm) souvent à ripple marks (éch. 1023 et 1024)
9	10 m	Caché par des éboulis ferrugineux
8	15 m	Bauxite pisolithique et argile violette, rose ou blanche (éch. 1025 et 1026)
7	22 m	Argile, base cachée par des éboulis
6	3 m	Grès violet en plaques ravinées (comprend probablement le niveau fossilifère repère) (éboulis)
5	8 m	Grès à vacuoles, rose pâle à violet, très raviné
4	5 m	Plaques ferrugineuses très abondantes, ripple marks, pistes diverses, craquelures
3	5 m	Grès rose mamelonné
2	0,10 m	Plaque ferrugineuse
1	25 m	Grès fin, tendre, blanc, formant falaise

En ce point, le sommet de la butte, moins élevé que le plateau, ne comprend pas les niveaux d'oolithes qui, très démantelés, se retrouvent parmi les éboulis, masquant une partie de la coupe. On peut cependant délimiter approximativement les sept unités définies dans la première succession.

4. Coupe D

Succession lithologique de la falaise 40° au Nord-Est du poste d'Agadem

Niveaux	Puissances	
17	8 m	Bancs ferrugineux épais, à pisolithes ferrugineuses
16	4 m	Grès grossier tendre, à graviers de quartz mal roulés inférieurs à 5 mm (éch. 1003)
15	14 m	Grès fins et argile cachés par des éboulis. Nodules de quartzite. Grès vacuolaire cendreuse à la base (éch. 1002 et 1004)
14	0,20 m	Plaques ferrugineuses
13	2 m	Bauxite très pisolithique
12	1 m	Argile avec quelques pisolithes
11	2 m	Argile blanche kaolinique
10	30 m	Argile kaolinique et bauxite pisolithique, en partie masquées par des éboulis
9	6 m	Argile grise tachée de rouille et argile grise esquilleuse
8	15 m	Grès rouge et violacé, bariolé, fin, sableux, à lits d'oligiste presque grenue et plaques rouges
7	0,20 m	Argile blanche
6	2 m	Grès rose ponctué argileux
5	8,20 m	Grès rose violacé avec, au sommet, la lumachelle limonitique. <i>Banc fossilifère repère</i> (éch. 1001 et 1006)
4	16 m	Argile blanche avec quelques bancs de grès et plaques ou lits ferrugineux surtout vers la base
3	8 m	Grès fin blanc, lité, poudreux, argileux
2	0,10 m	Plaques ferrugineuses
1	2 m	Grès rose

Le sommet de la falaise est à environ 138 m au-dessus du poste d'Agadem.

5. Coupe E

Succession lithologique de la falaise 80° à l'Est du poste d'Agadem

Niveaux	Puissances	
24	3 m	Oolithe ferrugineuse
23	5 m	Pisolithes ferrugineuses
22	4 m	Grès argileux ferrugineux
21	3 m	Grès plus ou moins ferruginisé
20	4 m	Grès sableux, « cendreux » roux
19	10 m	Argile et bancs de 20 cm d'argile limonitique schisteuse
18	10 m	Argile blanche (kaolin), à bancs de 20 cm de grès violet pâle
17	3 m	Grès rose à surface mamelonnée
16	2 m	Grès orangé rose
15	0,20 m	Niveau ferrugineux (oligiste)
14	25 m	Argile gréseuse finement bariolée rose, blanc et jaune, avec stratification parfois entrecroisée. Base non visible
13	3 m	Grès roux bariolé
12	8 m	Eboulis cachant des argiles plus ou moins gréseuses, rousses vers le haut
11	8,50 m	Argile grise esquilleuse à « box » (1) ferrugineux limonitique
10	3 m	Grès roux à rose
9	2 m	Argile gréseuse bariolée rose, jaune et gris
8	0,50 m	Grès ferrugineux
7	4,50 m	Grès très fin jaune orangé, devenant verdâtre au sommet
6	0,70 m	Argile grise esquilleuse
5	0,20 m	<i>Lumachelle limonitique. Banc repère (éch. 1021 et 1050)</i>
4	4,30 m	Argile grise
3	0,20 m	Dalle de grès ferrugineux
2	4 m	Grès roux à vacuoles en surface. Plaquettes de grès plus ferrugineux et bancs de sable
1	20 m	Argile grise esquilleuse, à lits et rognons de grès fin ou de limonite (éch. 996 et 997)

La base de la coupe, située à une vingtaine de mètres au-dessus du poste d'Agadem, est constituée par les argiles à gypse immédiatement subordonnées à la lumachelle ferrugineuse. Les grès fins n'apparaissent plus, car le faible pendage général à composante sud les fait passer progressivement au-dessous du niveau de la cuvette.

Les diatomites quaternaires discordantes, emboîtées au pied de la falaise, se rencontrent en lambeaux jusqu'à la corniche de grès roux (niveau 2), à 45 m au-dessus du fond de la cuvette actuelle. Elles présentent de forts pendages de dépôt, bien visibles sur la photographie 1 de la planche III.

6. Coupe F

Succession lithologique de la falaise 90° à l'Est du poste d'Agadem

Niveaux	Puissances	
24	6 m	Pisolithes ferrugineuses en bancs
23	9 m	Grès jaunâtre à marron, à gros quartz peu roulés

(1) « box-stone » = « pierre en forme de boîte ». Il s'agit de gros nodules ferrugineux plus ou moins sphériques et creux à l'intérieur. Ils renferment parfois du sable blanc.

22	2	m	Grès argileux jaune
21	12	m	Argile gréseuse ou silteuse blanche à rose, poudreuse et très fine, à lits ferrugineux à ripple marks vers la base (éch. 1014)
20	5	m	Argile blanche kaolinique
19	10	m	Grès fin bariolé de lits roses et blancs
18	4	m	Alternance de grès ferrugineux et d'argile en bancs de 50 cm
17	4	m	Argile grise finement gréseuse ou silteuse, à nodules et lentilles ferrugineuses
16	1	m	Grès dur
15	0,20	m	Argile
14	12	m	Grès dur en dalles de 50 cm à 1,50, alternant avec des argiles grises esquilleuses (cinq bancs de grès : les argiles sont de moins en moins épaisses vers le haut, où elles se réduisent à des joints argileux)
13	14	m	Argiles grises esquilleuses à bancs de grès de 40 cm
12	17	m	Argiles grises ou blanches, alternant avec des grès roux et des grès très fins blancs, en plaquettes micacées (zone basculée par une faille)
11	2	m	Argile à gypse (plastique, se présente en « coulée »)
10	0,20	m	Dalle de grès gris noir à rouge foncé
9	1,20	m	Grès vert à orangé, glauconieux (éch. 1013)
8	3	m	Grès bariolé jaune blanc
7	2	m	Grès en lits violets, rose pâle et blancs alternant, comprenant le <i>niveau ferrugineux fossilifère repère</i> .
6	4	m	Grès lité beige à grain fin
5	1	m	Grès bariolé jaune blanc à grain fin
4	1	m	Grès gris jaunâtre
3	1	m	Grès tendre violacé
2	3	m	Argile grise
1	2	m	Masqué (argiles)

La base de la coupe est à environ 33 m au-dessus du poste d'Agadem et son sommet domine la cuvette d'environ 150 m. Les diatomites existent en lambeaux plaqués sur les éboulis anciens jusqu'à 52 m au-dessus du fond de la cuvette.

Les bauxites n'ont pas été observées dans cette succession. Seuls des kaolins ont été rencontrés à leur position habituelle (niveau 20 de la coupe).

7. Coupe G

Succession lithologique de la falaise 110° au Sud-Est du poste d'Agadem

Niveaux	Puissances	
42	48 env.	Piton comprenant les pisolithes et oolithes ferrugineuses et des grès blancs grossiers à grains de quartz peu roulés de 1 à 5 mm (ne figure pas sur la coupe)
41	20 m	Argiles kaoliniques comprenant des bauxites vers le sommet et des plaques ferrugineuses à débris de bois (éch. 1030). (Les niveaux 41 et 42 sont séparés des niveaux inférieurs par une faille)
40	5 m	Grès argileux bariolé de violet
39	1,50 m	Banc de grès ferrugineux bariolé
38	3 m	Argile grise sableuse à plaques micacées
37	2 m	Grès ferrugineux gris à noir
36	3 m	Argile sableuse gris violacé
35	3 m	Grès gris à très petits trous (éch. 1029)
34	10 m	Argile blanche finement sableuse
33	0,10 m	Dalle ferrugineuse
32	6 m	Grès jaune, avec quelques niveaux ferrugineux
31	2 m	Grès rose

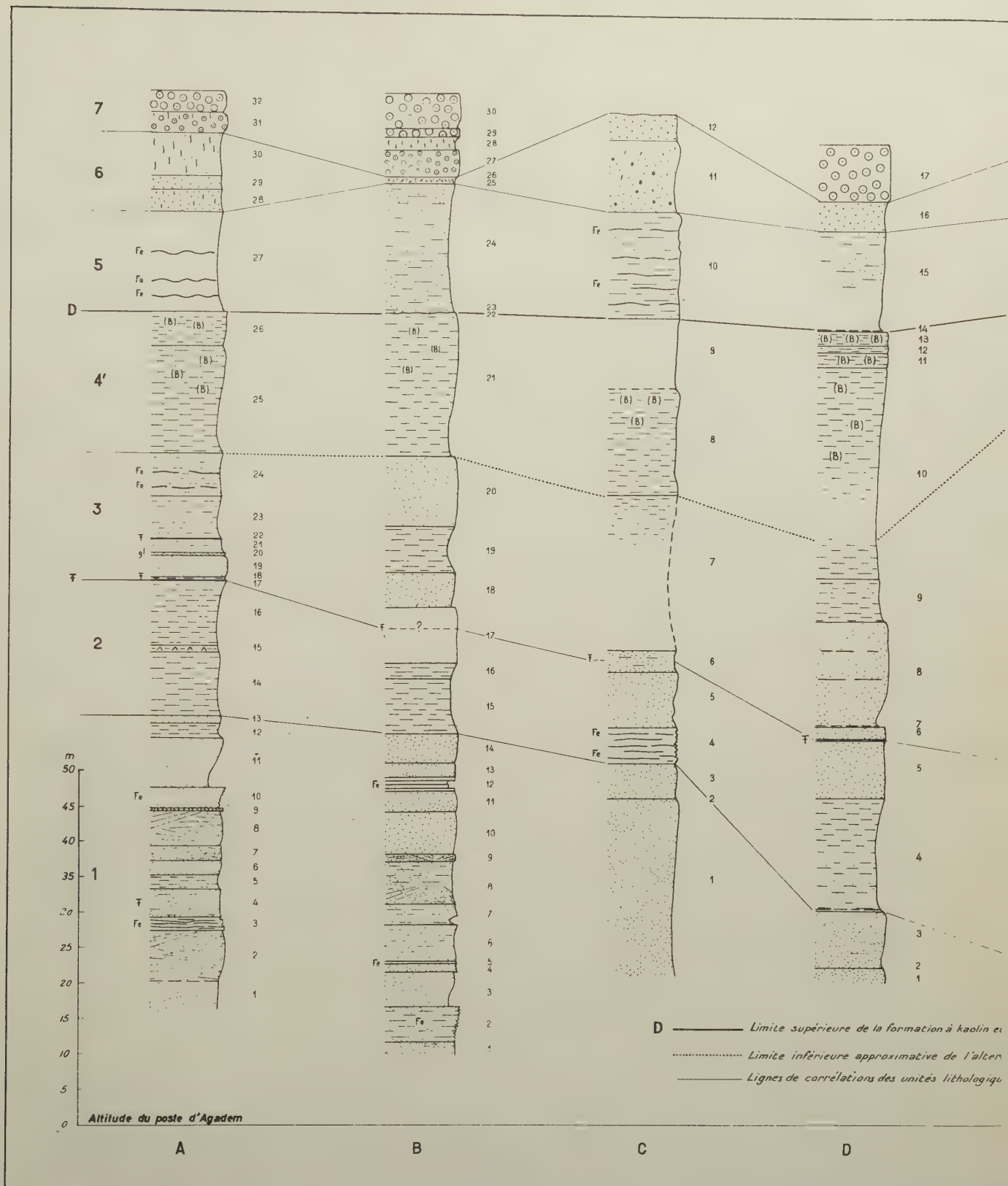
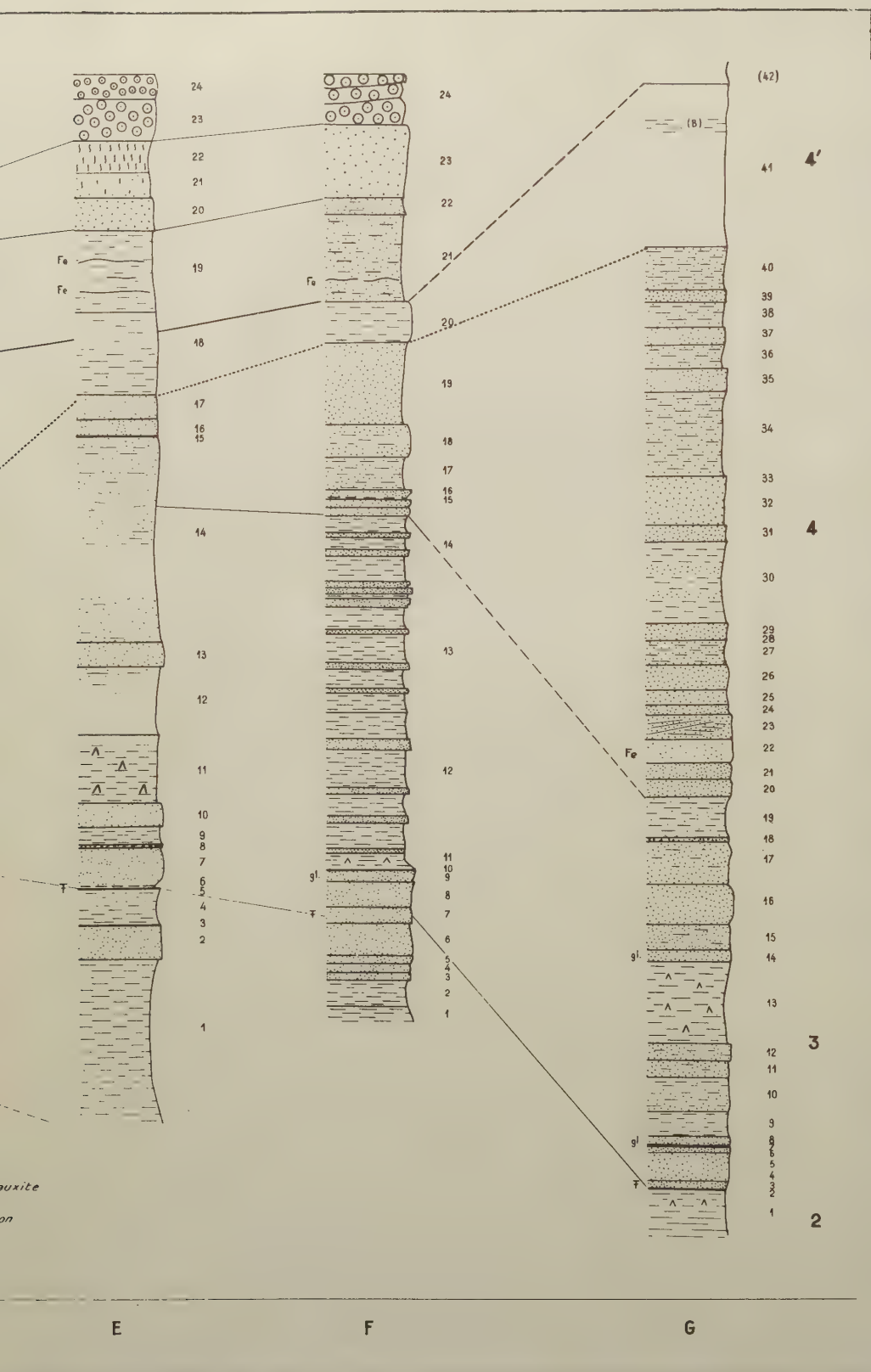


FIG. 98. — Successions lithologiques à .
Essai de corrélations entre les unités lithologiques, du



adern.
NW au SSE du massif.

30	10 m	Argile grise à petits bancs de grès
29	2 m	Grès rose à jaune
28	0,10 m	Plaque ferrugineuse
27	3 m	Argile gris blanc, finement sableuse
26	3 m	Grès rose tendre
25	2 m	Grès jaune
24	1,20 m	Alternance de grès rouge et de grès violet en niveaux de 20 cm
23	3 m	Grès argileux, blanc ou gris, sableux, à stratification entrecroisée
22	3 m	Zone masquée par des éboulis bréchoïdes ferrugineux (faille)
21	2 m	Grès fin rose
20	2 m	Grès fin violacé
19	5 m	Argile grise finement gréseuse, à petites boules de grès à ciment calcaire de 1 cm (éch. 1017)
18	0,50 m	Dalle de grès ferrugineux
17	5 m	Alternance de grès et de grès argileux gris à plaques ferrugineuses
16	5 m	Banc de grès ferrugineux
15	3 m	Grès très fin ou siltstone argileux blanc, à bariolures horizontales rouge brique (éch. 1008)
14	1,50 m	Grès glauconieux
13	10 m	Argile grise, à gypse, à lits et boules limonitiques (à cœur sableux)
12	2 m	Grès rose ferrugineux en lits alternant avec des argiles gréseuses grises et jaunes
11	2 m	Grès argileux bariolé, roux, gris et rose
10	4 m	Argile passant à des grès argileux bariolés roux, gris et rose. Rognons ferrugineux allongés à la base.
9	3 m	Argile grise esquilleuse
8	1,50	Grès glauconieux
7	0,20	Plaque de grès ferrugineux
6	0,50 m	Grès glauconieux verdâtre
5	3 m	Grès jaune bariolé
4	0,50 m	Grès jaune
3	1 m	Grès fin, bariolé, rose à violet
2	0,20 m	<i>Lumachelle ferrugineuse</i> (niveau repère) (éch. 1028)
1	5,50 m	Argile grise à gypse à lits de grès orangé (éch. 1027)

Cette dernière succession (G) relevée dans la partie sud-ouest du massif, est reconstituée à partir de coupes partielles dans lesquelles on a cherché à éliminer les répétitions dues à des failles, ce qui présente certaines difficultés à cause des faciès souvent peu caractéristiques et des éboulis.

Au Sud-Ouest du massif, le pendage local, dirigé vers le NE, est assez fort au pied de la falaise. Ceci permet d'observer une succession plus complète. Dans l'ensemble, les grès glauconieux et les argiles sont mieux représentées. Une séquence d'environ 115 m s'observe ici sous les niveaux bauxitiques. L'épaisseur des niveaux séparant le banc repère à lumachelle des niveaux kaoliniques et bauxitiques croît donc ainsi du Nord au Sud. Il ne s'agit pas ici d'un épaissement des formations, mais d'une érosion de moins en moins profonde vers le Sud et antérieure à la genèse des kaolins et bauxites résiduels.

C. — STRATIGRAPHIE

La comparaison des sept coupes effectuées dans le massif d'Agadem peut être faite sur la figure 98.

On remarque, tout d'abord, l'extrême variabilité des niveaux dans le détail. D'une coupe à l'autre, un faisceau d'argile à bancs de grès peut passer à des grès à rares niveaux d'argile. De même,

l'épaisseur des grès argileux grossiers situés immédiatement sous les bancs d'oolithes ferrugineuses est très variable.

Cependant, dans l'ensemble, on peut mettre en évidence des unités lithologiques plus larges dont la tendance moyenne se révèle assez constante d'un bout à l'autre du massif.

Sept unités lithologiques ont pu ainsi être délimitées sur les coupes présentées, à savoir, de bas en haut :

(1) Des grès fins, rouges ou blancs, parfois à stratification entrecroisée, contenant quelques Lamellibranches marins. Ces grès sont visibles à la base des falaises, dans le Nord du massif, sur une puissance d'une cinquantaine de mètres.

(2) Des argiles à gypse entrecoupées de quelques niveaux gréseux et limitées au sommet par la *lumachelle ferrugineuse à Lamellibranche* (20 m environ).

(3) Au-dessus de cette lumachelle, des argiles à gypse et des grès fins parfois glauconieux. Les grès prennent de plus en plus d'importance vers le haut et leur limite avec la formation suivante est assez arbitraire. Dans le Sud du massif, cette unité (3) a une cinquantaine de mètres d'épaisseur.

Dans le Nord, on n'en observe plus que 20 à 25 m, la partie supérieure étant plus ou moins transformée en bancs ferrugineux, kaolins et bauxites.

Le nom de « formation d'Agadem » a été attribué aux niveaux à Lamellibranches marins et aux niveaux voisins de faciès lithologique semblable, c'est-à-dire aux unités (1), (2) et (3).

(4) Dans le Sud du massif, des grès fins et des grès ferrugineux, parfois à stratification entrecroisée, surmontent les argiles à bancs de grès. Aucun fossile marin n'a été observé dans ces formations et l'on peut, par suite, supposer qu'elles résultent de l'ensablement progressif de l'ancien bassin marin conduisant à des dépôts de faciès plus « continentaux ». La série semble assez continue et devient de plus en plus gréseuse vers le haut.

Dans le Nord du massif, cette unité (4) n'est pas connue : en effet la formation à bancs d'oolithes ferrugineuses repose directement sur les bauxites et kaolins qui remplacent le sommet de la troisième unité.

(4') Une autre unité lithologique est constituée par une masse de kaolin, associée à des bauxites. Cette unité est irrégulièrement répartie. Du Nord au Sud, elle repose sur des niveaux de plus en plus élevés dans la stratigraphie; son épaisseur est de l'ordre de 20 à 30 m, mais peut aussi se réduire, l'unité (4') n'étant alors plus différenciable. Ceci semble se produire dans le Sud du massif, lorsque les niveaux sous-jacents sont essentiellement gréseux.

Ces caractères montrent que cette nouvelle unité ne correspond pas à un dépôt, mais à un matériel résiduel qui résulte d'une altération ayant joué indifféremment sur plusieurs niveaux. Cette altération, qui est facile à mettre en évidence lorsqu'elle a agi sur un matériel argileux, s'avère difficile à établir lorsqu'elle a joué sur des niveaux gréseux. Ceci peut expliquer les variations d'épaisseur de cette zone.

Ainsi la « formation de Galhama », définie précédemment (H. FAURE, 1954) comme l'ensemble continental superposé à la formation marine d'Agadem, et sous-jacent à la formation à oolithes ferrugineuses, correspond, en fait, au résultat de deux épisodes géologiques successifs :

- des dépôts gréseux effectués au cours d'une phase régressive, peut-être continentale (observables dans le Sud du massif);
- des formations résiduelles, résultant d'une altération en milieu certainement continental.

Cette altération affecte toujours les niveaux situés immédiatement sous la formation suivante.

(5) Au-dessus des kaolins et bauxites, on note environ 15 m de grès fins et de silstones argileux, avec dalles ferrugineuses présentant fréquemment des ripple marks. Les quartz détritiques sont généralement très fins, de la taille des silts.

Il s'agit donc d'un nouveau dépôt qui semble s'être effectué après la période d'altération. La position de ces dépôts dans les coupes montre qu'ils sont en légère discordance angulaire sur les niveaux inférieurs, dont le pendage présente une faible composante vers le Sud-Sud-Est, d'environ 2/3 de degré. En revanche, ils apparaissent parallèles aux bancs d'oolithes ferrugineuses qui les surmontent. Pour cette raison, nous les avons groupés dans une même formation, bien que la présence de niveaux brusquement plus grossiers au-dessus nous fasse hésiter quant à la véritable limite inférieure de cette formation.

(6) Les niveaux silteux précédents sont séparés du premier banc oolithique ou pisolithique par l'unité (6). Il s'agit de grès plus ou moins argileux et ferrugineux, souvent grossiers et riches en graviers de quartz peu roulés, de quelques millimètres à 1 cm de diamètre. L'épaisseur de ces niveaux grossiers est variable, pouvant passer de 1 à 15 m d'une coupe à l'autre. A certains niveaux, des oolithes ferrugineuses apparaissent au sein de ces grès; de même, les bancs d'oolithes sont riches en quartz détritique en tout point semblable à ceux des grès sous-jacents.

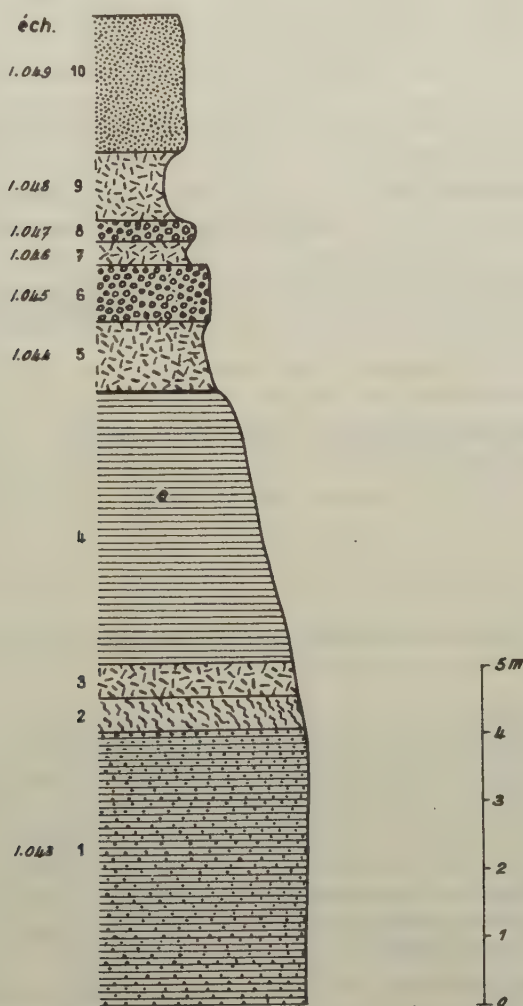


FIG. 99. — Coupe dans la vallée centrale de Tchouni-Tchadi.

(7) Enfin, des bancs caractéristiques, à oolithes et pisolithes ferrugineuses indurés et plus ou moins gréseux, terminent la falaise d'Agadem. Des coupes mieux exposées dans les monts de Tchouni-Tchadi et d'Homodji permettent d'observer la disposition des oolithes ferrugineuses : elles se présentent en bancs stratifiés, alternant avec des argiles sableuses, ou des grès eux-mêmes plus ou moins ferruginisés. Voici une succession type relevée dans la vallée centrale de Tchouni-Tchadi (fig. 99 et 96) :

Niveaux	Puissances	
10	2 m	Oolithes ferrugineuses à rares pisolithes (éch. 1049)
9	1 m	Limon rose marron, contenant quelques oolithes (éch. 1048)
8	0,30 m	Pisolithes ferrugineuses, avec quartz et pisolithes cassées (éch. 1047)
7	0,30 m	Limon marron durci, à pisolithes et graviers (éch. 1046)
6	0,75 m	Pisolithes ferrugineuses (éch. 1045)
5	1 m	Limon marron terreux à graviers (éch. 1044)
4	4 m	Argiles bariolées jaune rosé
3	0,50 m	Sable jaune à graviers
2	0,50 m	Sable rose à nodules argileux
1	4 m	Grès argileux jaunâtre un peu bariolé, à traces noires (éch. 1043).

En résumé, trois ensembles de dépôts peuvent être distingués, de haut en bas, dans la série stratigraphique de la région d'Agadem :

1. **La formation d'Homodji** : elle groupe les trois unités supérieures (oolithes ferrugineuses, grès argileux grossiers et silstones à dalles ferrugineuses à ripple marks), unités toutes trois concordantes entre elles.

2. **La formation de Galhama** : elle est constituée de grès fins à stratification parfois entrecroisée, concordants avec la formation d'Agadem, mais discordants sous la formation d'Homodji.

3. **La formation d'Agadem** : elle groupe les trois unités inférieures qui comportent des argiles à gypse, des grès fins, des grès glauconieux et des dalles ferrugineuses à Lamellibranches marins.

A ces dépôts, il faut ajouter les roches résiduelles qui se rencontrent sous la formation d'Homodji. Elles se développent aux dépens de différents niveaux de la formation de Galhama et du sommet de celle d'Agadem. Ces roches résiduelles semblent marquer la base de la discordance de la formation d'Homodji.

D. — LA FAUNE ET L'ÂGE DE LA FORMATION D'AGADEM

La lumachelle d'Agadem constitue un repère qui a pu, malgré quelques interruptions, être suivi du Nord au Sud du massif. Elle peut se dédoubler localement et quelques fossiles peuvent se rencontrer à quelques mètres du banc principal, mais, à l'échelle de travail, on peut grouper les différents gisements dans un seul terme biostratigraphique sensiblement chronostratigraphique.

Des échantillons ont été prélevés en plusieurs points où le siltstone à ciment ferrugineux conserve des empreintes très fines de Lamellibranches et, quelques-unes, de Gastéropodes. Ces empreintes sont toujours en creux. Le niveau fossilifère et les bancs voisins présentent un aspect extrêmement semblable, sinon identique, aux faciès que l'on rencontre dans la formation de Kafra, au voisinage de la lumachelle ferrugineuse.

S. FRENEIX (*in mss*) a étudié cette faune en détail et a pu comparer les associations rencontrées avec celles de nombreuses autres régions africaines. Les Lamellibranches, en effet, ont une extension verticale trop grande dans le Crétacé supérieur, pour qu'une seule espèce puisse donner un âge

certain; mais l'association de plusieurs espèces peut permettre de dater un niveau avec plus de précision.

Les espèces suivantes ont été déterminées :

Astarte similis MUNSTER
Fragum subperobliquum RIEDEL
Parmicorbula incurvata KOENEN
Eriphyla lenticularis GOLDFUSS
Brachydontes charmesi THOMAS et PÉRON
Liostrea sp.
Pinna (?) sp.
Crassatella (Pachythaerus) agademensis FRENEIX mss
cf. *Trigonocallista spathi* RENNIE
Plicatula sp. (1)

La faune d'Agadem est d'âge sénonien; l'association des Lamellibranches et la présence d'exemplaires de grande taille de *Fragum subperobliquum* (RIEDEL) permettrait de la placer dans le Sénonien moyen ou supérieur (Santonien supérieur-Campanien).

La lumachelle ferrugineuse d'Agadem serait donc d'un âge voisin de celle de Kafra, quoique, toutefois, légèrement plus jeune. Ceci est en accord avec la position de la lumachelle de Kafra, qui est située à faible distance au-dessus du Turonien argileux et calcaire, alors qu'à Agadem une séquence d'épaisseur notable, comportant quelques exemplaires de Lamellibranches sénoniens, se trouve encore sous la lumachelle, et à une distance inconnue au-dessus du Turonien.

Les grès de Galhama appartiennent probablement au Sénonien supérieur et peuvent être, en partie, l'équivalent de la formation de Bilma. Il n'est pas possible de préciser l'âge des niveaux les plus élevés de ces grès qui, comme ceux de Bilma, pourraient comprendre la base du Tertiaire, antérieure à l'altération ayant précédé le dépôt du « Continental terminal » post-éocène.

E. — LA DISCORDANCE ET LES ALTÉRATIONS

La stratigraphie décrite précédemment nous a conduit à introduire une discordance entre la formation d'Homodji et le groupe Agadem-Galhama. Cherchons maintenant à en préciser la nature.

L'examen des raccords lithologiques permet de faire plusieurs observations :

a) La lumachelle ferrugineuse à Lamellibranches et les niveaux qui l'encadrent s'enfoncent progressivement du Nord au Sud. La composante des pendages vers le SSE est de 2/3 de degré (abaissement de 65 m en 6 km environ).

b) La formation à oolites ferrugineuses est affectée de pendages beaucoup plus faibles. On retrouve cette formation en affleurement à 30 km au Sud, et à plus de 60 km au Sud-Est d'Agadem, à une altitude qui est 120 ou 140 m plus basse qu'à Agadem. Le pendage de la formation oolithique est donc inférieur à 1/3 de degré et voisin de 2 à 4 ‰. On peut donc conclure à une légère discordance entre les formations d'Agadem et d'Homodji.

c) Les niveaux à kaolin et bauxite ont une répartition assez irrégulière entre les deux formations précédentes, mais restent, dans l'ensemble, à une distance assez constante sous la formation d'Homodji. Ils semblent se développer à partir de différents termes de la partie supérieure des formations sous-jacentes.

(1) H. HUBERT (1917) signale également un moulage de polypier rameux provenant d'Agadem.

Ces remarques permettent de supposer une légère discordance angulaire entre les unités supérieures et inférieures du massif d'Agadem. La surface de cette discontinuité serait soulignée par les formations résiduelles à kaolin et bauxite.

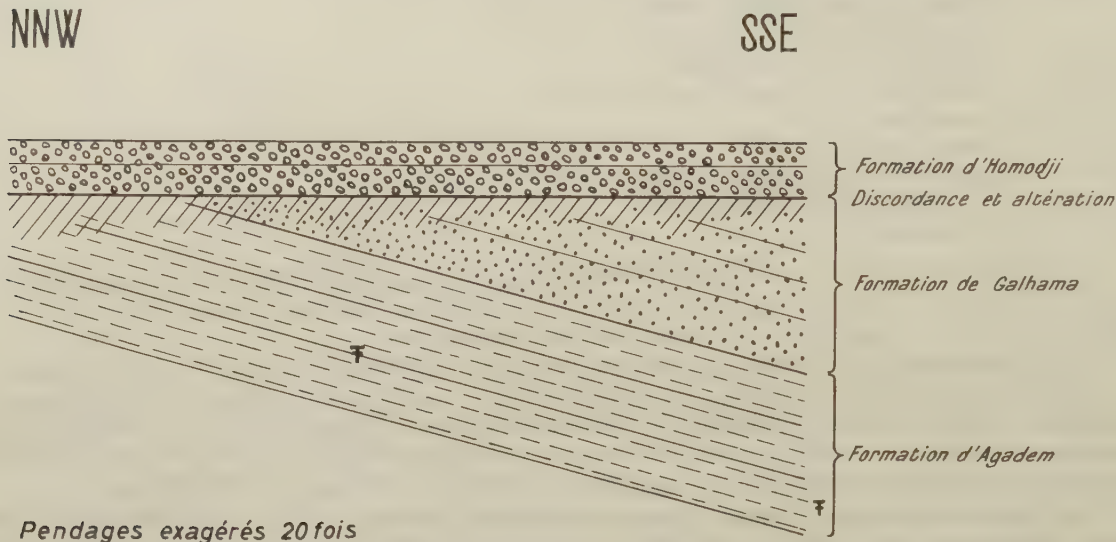


Fig. 100. — Schéma théorique expliquant la disposition des formations sédimentaires et résiduelles dans le massif d'Agadem.

Ceci implique la succession suivante d'événements :

- 1) Un gauchissement à la fin du Crétacé ou au début du Tertiaire
- 2) Une érosion partielle des dépôts
- 3) Une altération intense de la surface d'érosion
- 4) Un mouvement négatif, qui permet la reprise de la sédimentation sur cette surface au cours du « Continental terminal »

La zone d'altération fossile témoigne d'un climat très humide de type tropical ou équatorial ayant permis l'élaboration massive de kaolinite et de bauxites. Il est probable qu'à cette époque le fer a été mobilisé jusqu'à une profondeur considérable et a subi des déplacements qui ont modifié sa répartition au sein des niveaux inférieurs à la discordance.

Dans le cadre d'une aussi vaste étude de reconnaissance, il n'a pas été possible d'étudier dans le détail les contacts et les relations entre les différentes zones d'altérations. Cependant, quelques observations fragmentaires indiquent que les phénomènes ne sont pas aussi simples qu'il apparaît dans une vue d'ensemble schématisée. Il est possible que l'altération porte à la fois sur un matériel en place et sur des matériaux localement remaniés; il est également possible que des matériaux résiduels redéposés aient été groupés avec des matériaux résiduels en place. C'est ce que semble figurer la photographie 4 de la planche III, où une zone kaolinique recouvre une discordance locale ferruginisée et est elle-même suivie de dépôts ferrugineux altérés.

A notre sens, ces remarques ne modifient pas le schéma général adopté. Elles indiquent simplement le caractère moins tranché des phénomènes naturels dans le détail. Le passage successif d'une région dans les domaines de sédimentation, d'altération ou d'érosion, est progressif ou hésitant. Des témoins, généralement fugaces, de ces transitions peuvent être conservés et sont même une confirmation de ces modifications paléogéographiques que nous retrouverons dans d'autres régions.

F. — LE PROBLÈME DES NIVEAUX FERRUGINEUX

Un des caractères lithologiques dominants des falaises d'Agadem est l'abondance des niveaux ferrugineux dans les séquences relevées. Le fer est généralement sous forme de ciment dans les grès et les silts. Il imprègne également les niveaux argileux. Il est, le plus souvent, concentré dans des lits qui séparent les bancs et il donne à l'affleurement des plaquettes caractéristiques.

L'origine de ces niveaux ferrugineux pose un problème quant à l'époque de leur individualisation. S'agit-il de dépôts riches en fer ou d'une concentration postérieure, c'est-à-dire d'une ferruginisation préférentielle de certains niveaux ?

Les niveaux à glauconie, qui contiennent plus de 20 % de Fe_2O_3 , permettent d'affirmer avec certitude que des dépôts riches en fer s'effectuaient au moment même de la sédimentation.

Mais la plupart des niveaux glauconieux sont oxydés et passent à des grès ferrugineux. Ils ont donc subi une altération postérieure à leur dépôt. Cette altération semble d'autant plus intense que l'on s'élève dans la série et il est logique de la relier à la période d'altération mise en évidence précédemment. Cependant, il ne faut pas exclure non plus la possibilité d'émersions et d'altérations répétées, au cours de la sédimentation, surtout vers la fin du cycle des dépôts à fossiles marins. C'est pour cette raison qu'il est difficile de faire sur le terrain la part respective des dépôts et des altérations dans la formation de Galhama.

En outre, des altérations très récentes, postérieures à la formation d'Homodji qui en porte également la marque, se superposent aux précédentes. Ces ferruginisations datent sans doute du Quaternaire. Elles se remarquent sur la surface des affleurements les plus anciens dans lesquels les niveaux ferrugineux sont plus nombreux que dans les sections les plus récentes, nettement plus fraîches. Mais il s'agit là, semble-t-il, d'un phénomène bien plus superficiel qui joue seulement à proximité des affleurements.

Différents stades dans les imprégnations d'oxydes de fer peuvent être mis en évidence dans les bancs et nodules ferrugineux des argiles d'Agadem : on observe, au cœur des nodules, des aiguilles de barytine déposées postérieurement à la ferruginisation des nodules, mais qui sont elles-mêmes recouvertes d'un film très mince d'oxyde de fer.

Malgré la complexité de ces problèmes, qui nécessiteraient une étude très approfondie, il semble que l'on puisse conclure provisoirement de la façon suivante :

— La sédimentation a déposé un matériel riche en fer au Sénonien. Une partie de ce fer était peut-être sous une forme réduite (glauconie).

— Par la suite, des altérations ont mobilisé et oxydé le fer, qui a subi des déplacements et une réorganisation dans sa répartition. Ces phénomènes ont pu jouer à diverses époques, mais ils ont sans doute été particulièrement intenses au cours de la période d'altération superficielle qui a précédé le dépôt de la formation d'Homodji.

G. — PÉTROGRAPHIE

1. Formation d'Agadem

Les grès de la partie inférieure de la formation d'Agadem ont une structure très fine assez homogène. Les grains, moyens et presque jointifs, ont des dimensions voisines de 100 μ . Les quartz

sont peu sphériques et peu arrondis, souvent allongés et anguleux; la muscovite est rare, mais présente, de même que les zircons. Le ciment, abondant mais discontinu, est formé d'oxydes de fer en grains. Dans certains cas, cette forme des oxydes de fer pourrait provenir de glauconie altérée.

La lumachelle à Lamellibranches est constituée, suivant les points, par un siltstone ou par un grès très fin, à ciment d'oxydes de fer qui peut former plus de 25 % de la roche. Elle passe parfois à un lit de limonite à peine silteux.

Les niveaux voisins de la lumachelle sont des grès très fins ou des siltstones assez semblables. Le ciment peut être argileux ou ferrugineux. Dans ce dernier cas, l'oxyde de fer est parfois disposé en rubans très fins et contournés; il est alors nettement postérieur au dépôt des grains de quartz. Quelques bancs de grès très fins bariolés présentent des gros quartz dispersés de 600 à 1 000 μ , à indice de sphéricité assez élevé et à très fort indice d'arrondi.

Les bancs de grès glauconieux non altérés en oxyde de fer sont en général très friables et à peine consolidés; la confection des lames minces y est difficile, mais la nature du minéral vert (glauconie) a pu être vérifiée au microscope et son analyse chimique est donnée plus loin (p. 522).

Les argiles grises de la partie moyenne de la formation sont massives, non feuilletées. Les minéraux argileux déterminés aux rayons X comprennent de la montmorillonite (50 %), de la kaolinite (40 %) et de l'illite (10 %). Un niveau plus proche de la discordance est plus riche en kaolinite (90 %) et contient, de plus, de la vermiculite (10 %).

2. Formation de Galhama et zone d'altération

La pétrographie de la formation de Galhama est assez semblable à celle de la formation d'Agadem, mais les intercalations argileuses sont plus réduites et les grès fins ou très fins dominent avec les siltstones. On constate l'amorce d'une tendance « régressive », par diminution quantitative des éléments les plus fins et apparition de grès à stratification entrecroisée, de granulométrie un peu plus grossière.

Cette tendance régressive aboutit ici à l'émersion, puis à l'érosion des niveaux supérieurs et, enfin à l'altération continentale de la nouvelle surface d'affleurement qui en résulte.

Les roches de la zone d'altération sont très caractéristiques. Des analyses chimiques ont confirmé la présence de bauxite dans les roches pisolithiques blanches ou roses. D'après les études aux rayons X, l'alumine est sous forme de gibbsite dominante associée à de la kaolinite. Des niveaux de kaolinite blanc massif très purs caractérisent également cette zone.

La répartition verticale des minéraux engendrés par l'altération semble être la suivante, de haut en bas : gibbsite, kaolinite, oxydes de fer. Les oxydes de fer peuvent se concentrer à différents niveaux, jusqu'à une grande profondeur au-dessous de la paléosurface d'altération (probablement plus de 80 m).

3. Formation d'Homodji

Les niveaux superposés aux bauxites et kaolins comprennent de nouveaux dépôts à granulométrie assez fine, et notamment des siltstones argileux à muscovite avec des dalles ferrugineuses à ripple marks. Le litage peut être très fin. Il est souligné par des oxydes de fer.

D'autres niveaux ferrugineux à débris végétaux sont constitués de grès à quartz non jointifs, de dimension moyenne (280 μ), avec quelques gros quartz isolés atteignant 1 mm. Les grains sont pris dans un ciment d'oxydes de fer, qui pénètre également dans les craquelures des quartz.

Au-dessus, des grès friables plus grossiers (à gros quartz peu arrondis atteignant 5 mm)

apparaissent assez brusquement. En quelques points, des zones quartzifiées ont pu être taillées en lames minces et examinées au microscope. Il s'agit de grès-quartzites dans lesquels les quartz nourris ont de 200 à 2 000 μ de diamètre et se joignent en une mosaïque sans ciment.

Vers le sommet de la partie connue de la formation d'Homodji, les bancs d'oolithes ferrugineuses sont très caractéristiques. Ils alternent avec des grès plus ou moins grossiers et argileux et sont eux-mêmes irrégulièrement chargés en quartz détritiques de taille variée, souvent grossière.

La fraction argileuse de six échantillons de la formation d'Homodji, analysée aux rayons X, s'est révélée être de la kaolinite avec, dans deux cas, des traces d'illite. De plus, dans un échantillon de la zone inférieure, des traces de vermiculite sont associées à cette illite.

4. Les oolithes ferrugineuses

Les lames taillées dans les niveaux d'oolithes ferrugineuses de la formation d'Homodji permettent de faire les observations suivantes :

a) Les quartz détritiques sont généralement très peu arrondis. Ils sont non jointifs, dispersés et d'une abondance très variable. Leurs dimensions sont irrégulières au sein d'une même lame, depuis les silts jusqu'aux grains de 1/2 à 2 mm. Ils sont constamment de taille inférieure aux oolithes associées. Certaines lames montrent des quartz légèrement corrodés par le ciment argileux et ferrugineux.

b) Les oolithes ferrugineuses vraies sont également de dimensions très variables au sein d'une même lame, passant de 200 μ à des tailles supérieures à 2 mm (pisolithes). Elles sont constituées d'oxydes ou d'hydroxydes de fer (goethite) en couches très fines, de courbures très régulières. On peut compter parfois, au millimètre, de 50 à 100 couches plus ou moins colorées. Ces oolithes présentent de fausses croix noires assez nettes. Le *nucleus* n'est généralement pas observable, qu'il soit de dimension très réduite ou enlevé au cours de la confection de la lame. Mais, dans plusieurs cas, il est constitué d'un gros fragment plus ou moins arrondi d'oxyde de fer ou d'un débris d'oolithe plus ancienne.

La partie interne des ooïdes est souvent traversée de craquelures remplies d'oxyde de fer plus clair en lumière polarisée.

Il n'y a pas de quartz inclus dans les enveloppes des oolithes. Ceci indique que la structure oolithique ne s'est pas développée au sein des grès, mais que les oolithes étaient déjà formées lors du dépôt détritique.

Ces oolithes ne sont généralement pas jointives, mais peuvent être parfois tangentes. On rencontre fréquemment des oolithes cassées. Les fragments sont le plus souvent isolés, mais parfois simplement un peu déplacés.

c) Le ciment et les concrétions postérieures. Les oolithes et les quartz détritiques sont pris dans un ciment ferrugineux plus opaque en lumière naturelle et plus clair en lumière polarisée que la goethite des ooïdes. Ce ciment peut être très faiblement teinté dans certaines plages et passer à une matière argileuse, probablement de la kaolinite.

Des concrétions irrégulières d'oxyde de fer très sombre se développent dans le ciment et englobent des quartz et des oolithes. Ces concrétions, postérieures au dépôt, constituent des couches à courbure irrégulière, souvent mamelonnées.

Fréquemment, ce concrétionnement prend la forme de pisolithes de plusieurs centimètres qui englobent les oolithes primitives. Dans plusieurs cas, les pisolithes de concrétionnement se développent concentriquement autour d'oolithes anciennes.

D'une façon générale, la structure très fine et régulièrement concentrique des oolithes vraies

évoque une précipitation d'oxyde de fer à l'état dissous ou très finement dispersé. La différence de coloration entre les enveloppes successives implique sans doute des variations alternées dans les conditions chimiques du milieu. La forme sphérique ou ellipsoïdale des ooides indique une agitation mécanique du milieu liquide ayant permis aux couches successives de se déposer d'une façon régulière et concentrique, sans aucun point d'attache. Au cours de leur formation, les oolites ont pu se briser et le dépôt de la matière ferrugineuse des enveloppes a pu reprendre sur les fragments.

Par la suite, la sédimentation des oolites ainsi constituées s'est faite de pair avec celle des quartz détritiques. L'absence de classement granulométrique des éléments et la structure témoignent d'un milieu irrégulièrement agité. Il n'est pas possible de dire si le dépôt s'est fait sur les lieux mêmes de genèse des oolites, ou si celles-ci ont subi un transport qui les a amenées jusqu'au lieu de sédimentation. Cependant, il est logique de penser qu'un long déplacement aurait provoqué un certain classement des oolites et une séparation entre celles-ci d'une part, et les quartz moins denses et plus petits, d'autre part.

Enfin, les bancs d'oolites ferrugineuses ont subi une certaine altération qui a entraîné un réarrangement partiel du fer dans le ciment et des concrétionnements, parfois en fausses pisolites, se superposant à la structure primitive. Ces transformations semblent très récentes. Elles datent sans doute du Quaternaire, car elles affectent de préférence les niveaux les plus voisins de la surface topographique actuelle.

Nous limiterons à ces observations notre étude sur les oolites ferrugineuses, car le problème sera repris d'une manière plus générale dans un chapitre ultérieur (voir p. 465).

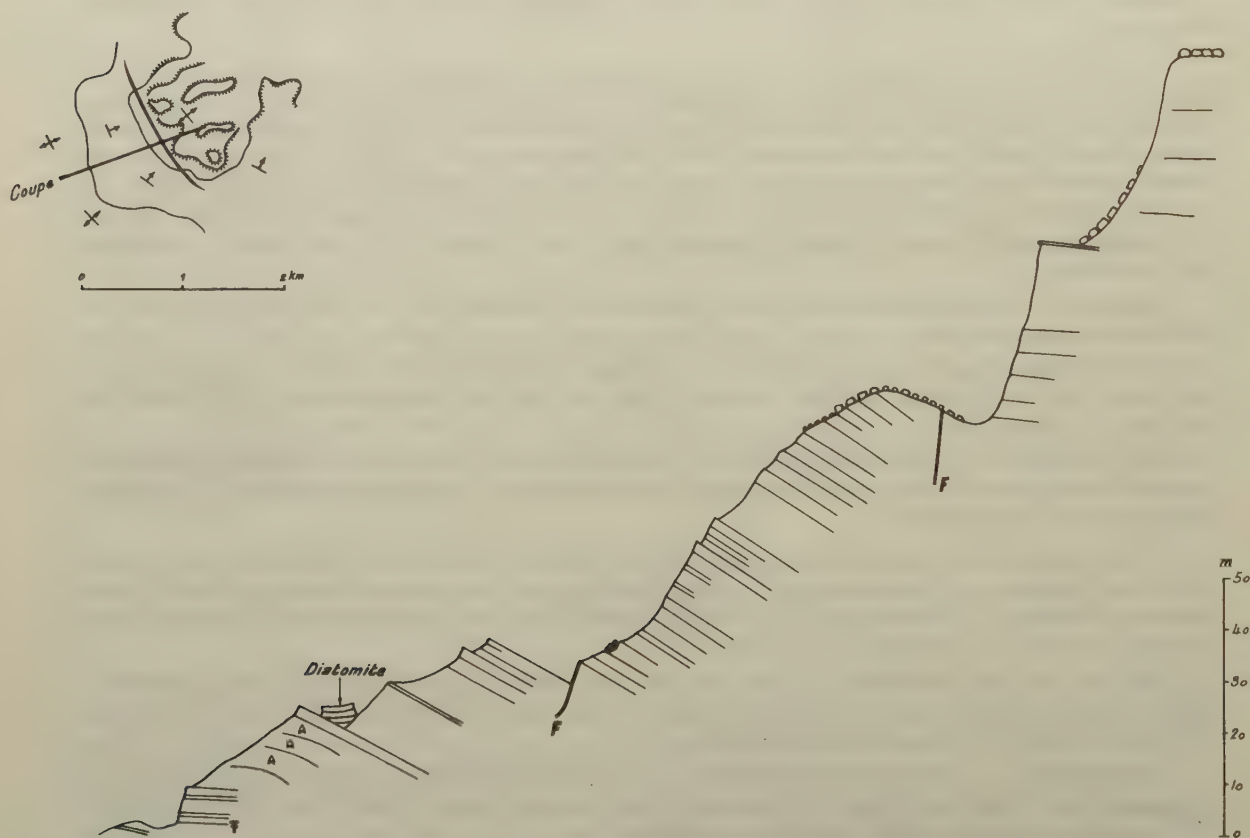


FIG. 101. — Schéma de la zone faillée au sud-ouest du massif d'Agadem.

H. — TECTONIQUE

1. Les failles d'Agadem

Plusieurs failles recoupent le massif d'Agadem; elles apparaissent dans les pentes des falaises qui limitent le massif, en bordure de la cuvette située à l'Ouest.

Les directions varient de WNW-ESE à NNW-SSE. Le compartiment du flanc sud de ces failles est basculé avec des pendages de plusieurs degrés en direction de celles-ci. En s'éloignant des failles, les pendages reprennent une valeur proche de l'horizontale.

La zone faillée la plus importante affecte le Sud-Ouest du massif. En ce point, les pendages, dirigés vers le Nord-Est, ont une valeur dépassant 5 à 10° sur plusieurs centaines de mètres (figure 101). Des glissements et des complications locales sont visibles au niveau des argiles à gypse.

Les failles recoupent les roches résiduelles situées sous la discordance, mais elles n'ont pas été observées dans la formation d'Homodji. Il n'a pas été possible de les dater par rapport à ces terrains à Agadem.

Les pendages assez forts notés au voisinage des failles n'ont qu'une extension limitée. Ils se superposent localement à la composante générale du bassin.

2. La structure générale

En allant du Nord au Sud à partir du granite de Dibella, on rencontre des terrains de plus en plus récents. Ceci s'accorde avec l'idée d'une vaste structure synclinale de la cuvette du Tchad.

Les pendages moyens des niveaux inférieurs sont de l'ordre du degré en direction du centre du bassin. Les niveaux les plus élevés ont des pentes encore plus faibles. Ces terrains s'enfoncent sous l'épais Quaternaire du Tchad.

On peut tenter de tracer une coupe théorique de Bilma au lac Tchad (fig. 102). Ne disposant que de très peu d'éléments, nous ne pouvons attacher à cette coupe que la valeur d'une hypothèse.

Les principaux éléments utilisés pour la détermination des pendages et des puissances se réduisent, en effet, aux données des affleurements, complétées par les résultats de l'extrémité d'un profil géophysique électrique dans la région de N'Guigmi. Ce profil, exécuté entre Termit et le Tchad, indique que la profondeur maximum du bassin (2 000 à 3 000 m) est atteinte au Nord du lac, alors qu'à N'Guigmi, sur le bord même du lac, un résistant profond, qui pourrait être le Crétacé inférieur sur le socle, remonte à 1 200 ou 1 500 m de la surface.

Compte tenu de l'imprécision des mesures sur des pendages aussi faibles, et de la fragilité de telles extrapolations, on peut estimer que, si le point bas du bassin actuel est situé à 200 km au Sud d'Agadem, la base du Sénonien s'y trouve à 2 000 m de profondeur et celle du « Continental terminal » à environ 1 000 m.

Vers le Nord, des extrapolations similaires conduiraient à faire passer le Sénonien à plus de 500 m au-dessus du sommet des falaises de Dibella. Dans la même région, on peut penser que les dépôts de la formation d'Homodji ne se sont pas étendus jusqu'à Dibella, qui aurait déjà limité à cette époque l'extension du « Continental terminal » à oolites ferrugineuses (1).

(1) Une limite nord des formations à oolites peut, en effet, être tracée très approximativement à l'aide des galets d'oolithe ferrugineuse remaniée dans le Quaternaire.

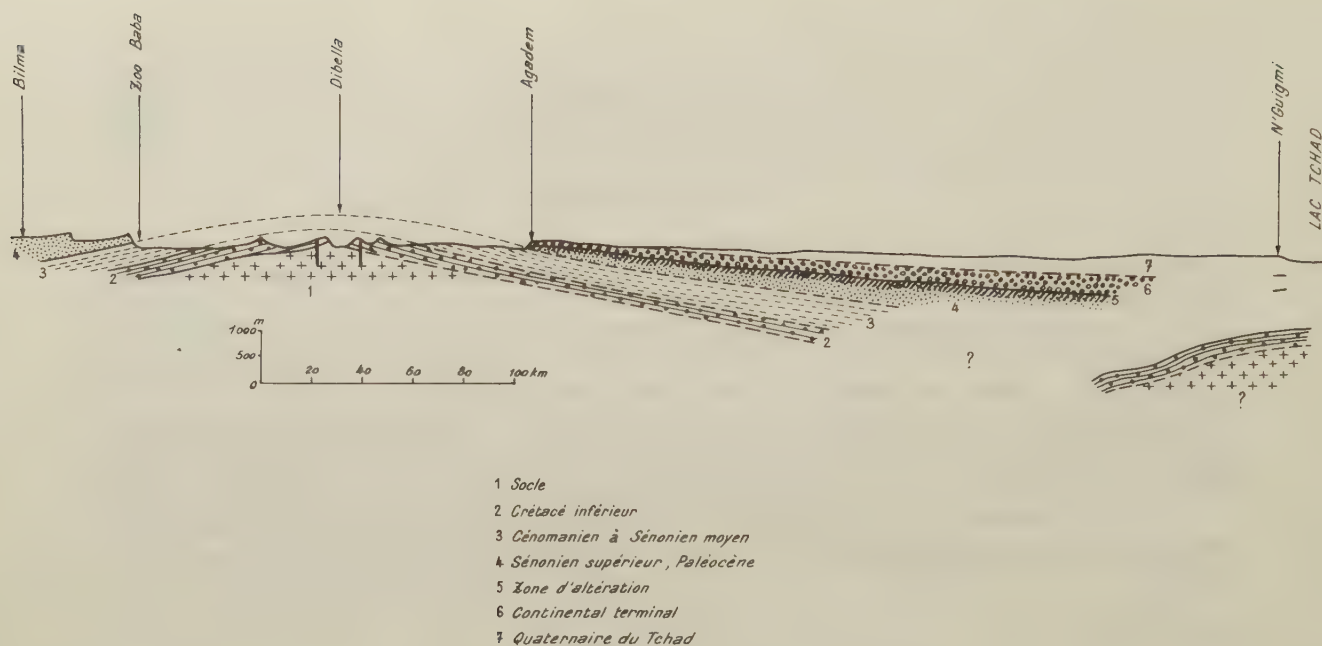


FIG. 102. — Coupe théorique de Bilma au lac Tchad.

I. — COMPARAISON DU CRÉTACÉ DES BASSINS DE BILMA ET DU TCHAD

Le parallélisme entre les formations des régions d'Agadem et de Bilma peut être établi, d'une part, en fonction des faciès et des épaisseurs, d'autre part, en fonction de l'âge des faunes dont nous disposons.

Les faciès des formations de Kafra et d'Agadem sont très voisins. Cependant la seconde, bien qu'incomplète, a une épaisseur de plus de 90 m à Agadem, contre 60 m à Kafra. En outre, les argiles à gypse et les grès glauconieux sont mieux représentés à Agadem.

En ce qui concerne l'âge du niveau à Lamellibranches, nous avons vu qu'il était sénonien inférieur ou moyen à Kafra, alors qu'il est sénonien moyen ou supérieur à Agadem. Il semble donc que ce faciès monte légèrement dans la série stratigraphique du Nord au Sud, entre Kafra et Agadem. Ceci correspond à un déplacement de la mer dans cette direction au cours du temps. La mer a persisté plus longtemps au Sud qu'au Nord, et la base de la formation gréseuse de Bilma est probablement contemporaine des derniers niveaux marins d'Agadem.

Au « Sénonien supérieur-Paléocène (?) », le faciès de la formation de Bilma est voisin de celui des dépôts de Galhama, mais dans la région d'Agadem, des mouvements positifs postérieurs ont entraîné l'érosion de la partie supérieure de la formation : la lacune est due à l'érosion.

L'intense période d'altération mise en évidence à Agadem a sans doute son équivalent dans le bassin de Bilma où diverses altérations ont été notées. Mais dans cette dernière région, les changements dus à l'altération sont difficiles à mettre en évidence, car ils se superposent à des variations de faciès en relation avec les conditions de sédimentation du matériel affecté. Il est cependant vraisemblable qu'une partie des actions paléoclimatiques ayant modifié les roches est, dans les deux régions, sensiblement contemporaine de l'Eocène.

Enfin, le « Continental terminal » à oolithes ferrugineuses, déposé dans le Sud, semble faire défaut au Nord de Dibella : la lacune serait due à l'absence de dépôt.

Par la suite, l'évolution morphologique est assez semblable pour les deux régions. Toutes deux sont rehaussées et subissent une érosion qui entaille les différents termes de la série stratigraphique.

La comparaison des formations des deux bassins peut être résumée dans le tableau suivant :

Age supposé	Formations	
	Bassin de Bilma	Bassin du Tchad
Oligocène	Bilma	Homodji
Eocène		
Paléocène		
Sénonien		Galhama
{ supérieur moyen inférieur	Agadem	
	Kafra	
Turonien	Zoo Baba	(Zoo Baba)
Cénomaniens	Ezerza	(Ezerza)
Crétacé inférieur	Achegour	Dibella

J. — RÉSUMÉ — HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION D'AGADEM

(Fig. 103)

Les dépôts marins sénoniens de caractère très littoral font suite aux niveaux argileux et calcaires, à Ammonites cénomaniennes et turoniennes, qui n'affleurent pas ici. Cette tendance régressive générale de la série se poursuit au Sénonien supérieur.

Après le Sénonien, un mouvement positif plus accentué entraîne un soulèvement et l'érosion d'une partie des couches déposées.

A une époque voisine de l'Eocène, une altération profonde, aboutissant à une élaboration massive de kaolin et de bauxite, affecte la surface érodée.

Postérieurement aux altérations majeures, la région s'enfonce à nouveau et la sédimentation reprend son cours. Au début, des sédiments assez fins à ripple marks se déposent. Puis des grès plus grossiers correspondent à une accentuation des reliefs ou à une turbulence plus grande des cours d'eau qui transportent le matériel. C'est vers cette époque que l'oxyde de fer est disponible en grande quantité, précipite sous forme oolithique, puis se mêle à la sédimentation détritique. L'ensemble de ces niveaux, assimilés au « Continental terminal », est considéré en première approximation comme d'âge post-éocène moyen (Oligo-Miocène ?).

A l'issue de ces dépôts, des mouvements positifs reprennent sur le pourtour de la cuvette tchadienne et conduisent à une érosion qui réussit à dégager des falaises de 150 m de hauteur dans les séries précédentes. Le matériel arraché va combler la cuvette quaternaire du Tchad qui, elle, poursuit son mouvement négatif.

Plusieurs stades peuvent être distingués dans cette dernière évolution morphologique. En effet, les dépôts du Quaternaire récent, sous la dépendance des variations climatiques, comprennent des alternances de dunes et de diatomites lacustres qui se déposent dans ce nouveau cadre morphologique, essentiellement différent de celui de la fin du « Continental terminal ».

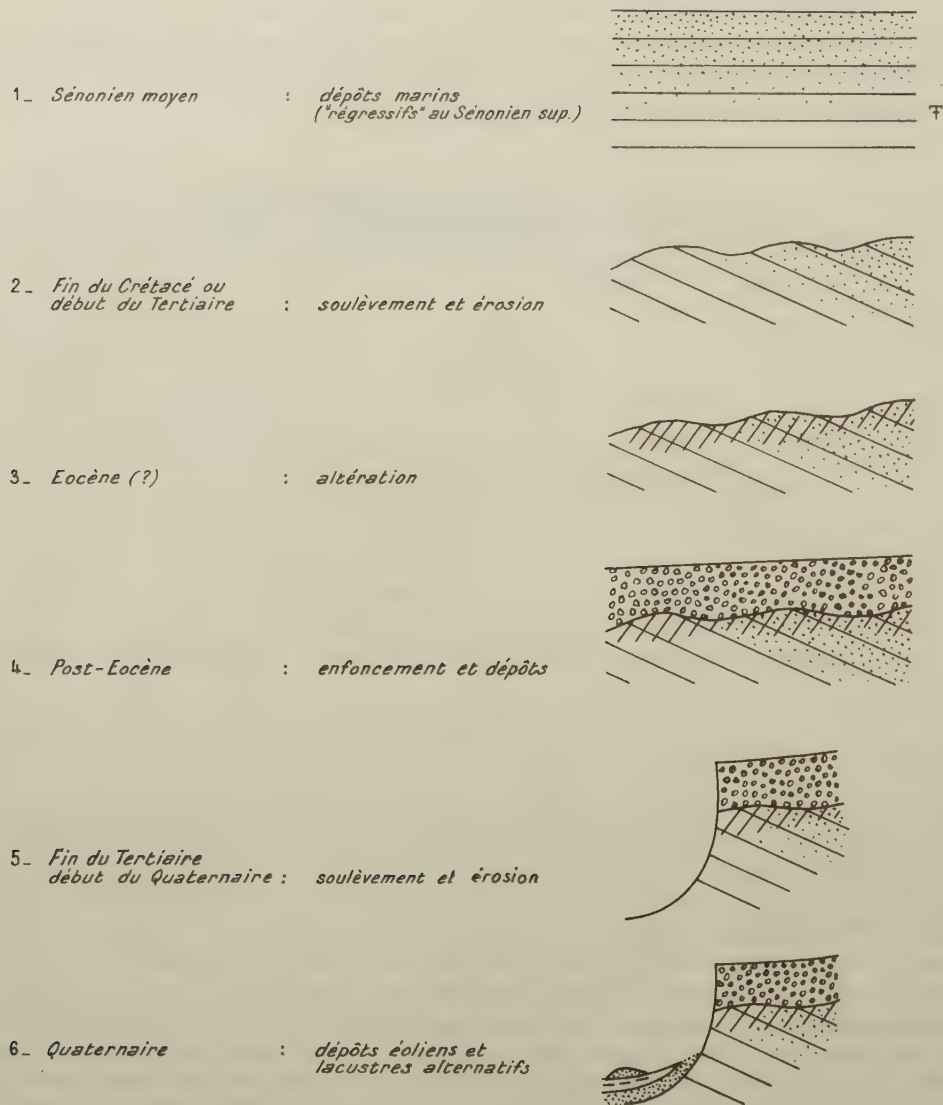


FIG. 103. — Schéma de l'histoire géologique d'Agadem.

CHAPITRE V

LE MASSIF DE TERMIT ET LA RÉGION DE GOSSOLOROM

Le massif de Termit est situé 200 à 250 km à l'Ouest et au Sud-Ouest d'Agadem. Avec ses annexes de Gossolorom, il s'étend sur 180 km du Nord au Sud. Son extrémité méridionale est à 240 km au Nord-Ouest du Lac Tchad (fig. 2, 18 bis, 106).

Dans la partie sud et jusqu'à Termit ouest, le massif est constitué de plateaux entaillés, faiblement inclinés et limités par de hautes falaises atteignant 320 m de hauteur au Mont Touringa.

Vers le Nord, le massif se réduit à une série de collines isolées, allongées le long d'un réseau de fractures parallèles très denses. Plus au Nord encore, seuls affleurent quelques rochers ensablés, accompagnés de cratères et necks basaltiques qui émergent des dunes dans la région de Sountellane et de Gossolorom.

Au-delà, l'erg, très développé, masque le substratum sur une centaine de kilomètres, jusqu'au massif de Fachi étudié précédemment. Vers le Nord-Ouest et l'Ouest, le même erg isole sur 150 km les collines de Gossolorom des affleurements les plus méridionaux du fossé de Téfidet (à Alanlara) et des grès du Sud de l'Aïr (à l'Est du mont des Addax).

Nous examinerons en premier lieu une série de coupes relevées dans le Sud du massif. Celles-ci nous permettront de définir deux formations, séparées par une discordance angulaire (de haut en bas) :

- la formation de Dolle (Termit Dolle) à oolithes ferrugineuses et grès argileux
- la formation de Termit (Termit ouest), constituée de grès, siltstones, kaolin et alunite.

Des coupes dans la partie plus élevée du centre du massif nous donneront ensuite un aperçu plus complet de la lithologie de la formation de Termit.

Enfin, dans le Nord du massif, nous chercherons à retrouver les formations précédemment définies, dans une zone intensément fracturée et affectée par des éruptions volcaniques. Dans cette dernière région (Nord du massif de Termit) et dans celle de Gossolorom, on retrouve le prolongement de la zone effondrée du Téfidet, marquée par des failles parallèles de même direction et également traversées de venues volcaniques.

A. — COUPES DANS LE SUD DU MASSIF DE TERMIT

La falaise qui limite le massif vers le Sud, dans la région du campement de Termit sud et du puits de Termit Dolle, permet d'observer une discordance angulaire très nette séparant deux

formations. Les niveaux inférieurs ont des pendages de 5 à 25° vers le NNE, alors que les niveaux supérieurs, d'apparence horizontale, ont un pendage d'une fraction de degré, dont la composante principale est dirigée vers le Sud.

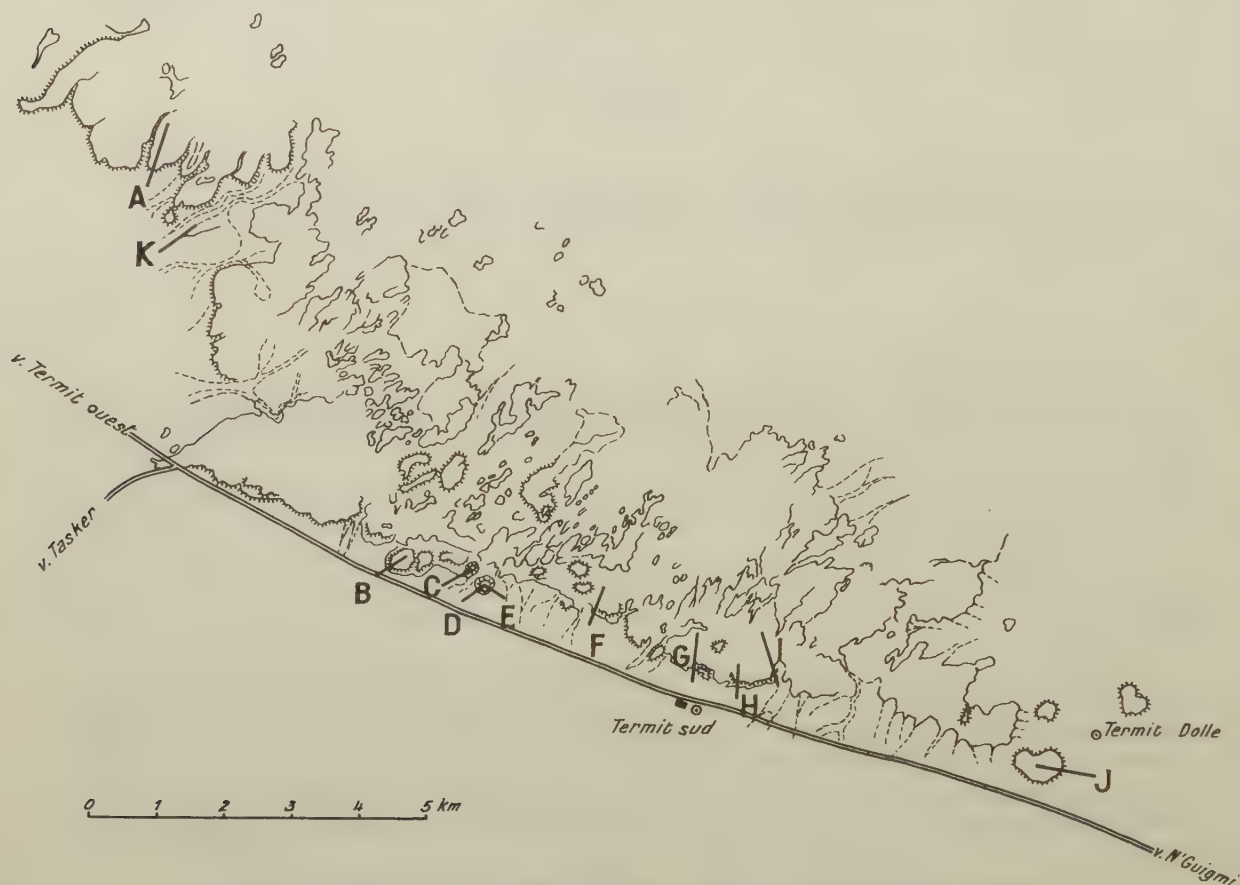


FIG. 104. — Croquis de position des coupes dans le Sud du massif de Termit.

Les coupes suivantes donnent une idée des successions lithologiques observées dans cette région (fig. 104, 105, coupes B à J) :

1. Coupe B

relevée sur le flanc sud-ouest de la butte située à 5 km au Nord-Ouest du campement de Termit sud

Niveaux	Puissances	
30	1,60 m	Grès ferrugineux, à pisolithes en forme de lentille de moins de 1/2 cm de diamètre vers la base, et oolithes ferrugineuses à ciment gréseux au sommet. Très induré. On distingue trois ou quatre bancs (éch. 3131).
29	3 m	Grès grossier à grains de quartz inférieurs à 2 mm, à ciment ferrugineux. On y observe quelques oolithes dispersées, qui deviennent plus nombreuses

vers le sommet, où apparaissent des pisolithes englobant des oolithes. Assez tendre. Teinte rose rouille. On distingue trois ou quatre bancs mal délimités (éch. 3130).

28		Contact franc entre les argiles bariolées inférieures et les grès grossiers à ciment ferrugineux, fortement indurés sur 5 cm à leur base (<i>discordance angulaire</i>).
27	1 m	Argile gréseuse très altérée. Taches mauves et rouille.
26	2,50 m	Argile gréseuse massive blanche, altérée, à traînées rouille.
25	2,50 m	Argile gréseuse cendreuse gris noir.
24	2 m	Grès très fin argileux homogène gris blanc. Localement quelques traces et bariolures mauves.
23	1 m	Siltstone homogène légèrement stratifié, se débitant en parallélépipèdes sous le marteau (éch. 3129).
22	1 m	Grès argileux sableux blanc massif.
21	0,60 m	Grès très fin grisâtre à jaunâtre, très légèrement lité. Joint net à la base.
20	4 m	Kaolin natroalunitifère blanc, massif, finement gréseux (éch. 3128).
19	7 m	Grès fin blanc massif à ciment de kaolin et natroalunite, sans stratification, formant un mur vertical à patine sombre (éch. 3127).
18	2 m	Niveau argileux (?), caché par les éboulis.
17	2 m	Grès fin orangé, à stratification horizontale. Minces joints argileux. Le sommet des bancs est ferruginisé en plaques rouges.
16	0 à 0,10 m	Lentille de conglomérat, à fragments de kaolin blanc de quelques centimètres pris dans un ciment de grès kaolinique (éch. 3126).
15	0,30 m	Grès moyen blanc et rose jaune, à stratification horizontale, avec quelques débris de kaolin de quelques centimètres.
14	1 m	Kaolin gréseux, à grains de quartz de 2 mm dispersés et à fragments de kaolin très pur (éch. 3125).
13	0,25 m	Grès grossier à ciment de kaolin pur, comportant deux ou trois lits de kaolin de 1 cm de puissance.
12	0 à 0,15 m	Lentille de kaolin très pur (éch. 3124).
11	0,25 m	Grès très grossier à ciment de kaolin pur (éch. 3123).
10	0,40 m	Kaolin blanc, à bariolures mauve pâle en zones plus ou moins concentriques, avec des gros quartz dispersés (éch. 3122).
9	0,30 m	Kaolin à zones noduleuses bariolées, blanc mauve, en taches parfois concentriques (éch. 3121).
8	1 m	Argile grise finement gréseuse, se débitant en esquilles anguleuses (éch. 3120).
7	6 m	Niveau caché probablement argileux.
6	2,50 m	Grès jaune orangé friable, à grain moyen, à stratification oblique soulignée par de très fines traînées d'argile blanche. Le niveau se termine par une plaque ferrugineuse.
5	3,50 m	Niveau caché par les éboulis, probablement argileux blanc.
4	15 m	Grès très grossier conglomératique. Teinte rousse à orangée. Stratification oblique de direction 340° vers le NNW et d'inclinaison 30°. En bancs de 0,40 m à 1,50 m, séparés par des lits d'argile grise de 10 cm d'épaisseur et par quelques lits rubéfiés de 1 cm (éch. 3119 et 3118).
3		Discordance locale. Contact net, base des grès (4) rubéfiée sur un centimètre. Le litage des grès fins (2) est recoupé par la discordance.
2	1,20 m	Grès très fin argileux lité, zoné, blanc orangé (éch. 3117).
1	4 m	Eboulis cachant des grès très fins, gris blanc, à lits jaune orangé.

Total env. 66 m

En résumé, cette coupe nous montre deux formations séparées par une discordance : 1°) au sommet, une série de grès grossiers et d'oolithes ferrugineuses caractérisant la formation de Dolle; 2°) au-dessous, des siltstones, des grès fins et des kaolins à alunite ou natroalunite, constituant la partie supérieure de la formation de Termit dans cette région. La base de la partie visible de cette formation comprend ici des grès fins et grossiers à stratification entrecroisée et comporte des discordances locales.

2. Coupe C

Falaise au NW de la butte située à 3,5 km au NW de Termit sud (face ouest-sud-ouest)

Cette butte allongée, moins élevée que la falaise voisine qu'elle prolonge, ne montre pas la formation supérieure à oolithes ferrugineuses, mais elle permet de donner une succession lithologique assez détaillée du sommet de la formation de Termit, et en particulier des niveaux à alunite. De haut en bas, on observe :

Niveaux	Puissances	
89	4,5 m	Argile blanche, sans stratification, finement gréseuse.
88	0,5 m	Argile finement gréseuse, litée horizontalement, blanche et mauve.
67	2,70 m	Kaolin alunitique gréseux, massif (sans stratification), blanc, rose violacé vers le haut (éch. 3098).
66	1,5 m	Argile blanche massive (sans stratification), légèrement gréseuse.
65	4 m	Kaolin alunitique finement gréseux, blanc, massif, passant à un grès à ciment argileux (éch. 3097).
64	2 m	Argile blanche massive (sans stratification), légèrement onctueuse, contenant 40 à 50 % d'alunite (éch. 3096).
63	0,01 m	Argile ferruginisée formant une plaquette, rouge foncé.
62	2 m	Grès fin massif (sans stratification), jaune pâle.
61	0,8 m	Grès fin rose roux à violet pâle.
60	0,6 m	Grès moyen à grossier, beige roux, avec plaquettes ferrugineuses.
59	0,1 m	Grès ferrugineux formant dalle.
57	0,45 m	Grès moyen beige à rose.
58	0 à 0,20 m	Conglomérat à quartz de 2 mm, avec débris de kaolin blanc (éch. 3095).
56	0,6 m	Grès moyen beige rose, avec lentille argileuse.
55	0,3 m	Argile blanche massive, à passée gréseuse (éch. 3094).
54	2 m	Grès moyen à grossier. Teinte rose à violet, bariolé, avec quelques lentilles de grès à grain fin. Stratification entrecroisée (éch. 3093).
53	0,15 m	Grès très grossier avec nodules de kaolin de 4 cm.
52	0,10 m	Grès grossier roux.
51	0,10 à 0,3 m	Grès très grossier (grain de quartz de 4 mm) à débris de kaolin (éch. 3092).
50	0,40 m	Grès grossier (quartz de 3 mm), de teinte blanche violacée rose, pouvant comporter des lentilles de kaolin.
49	0,05 m	Lentille de kaolin impur blanc à violacé pâle (éch. 3091).
48	0,20 m	Grès grossier tendre de teinte rouille.
47	0,55 m	Grès tendre assez grossier de teinte rouge grenat.
46		Légère discordance locale dont la surface est inclinée d'environ 10° vers le NE (40°) et semble recouper les bancs à pendage ENE de la série argileuse blanche inférieure.
45	0,70 m	Argile massive grise violacée, finement gréseuse, indurée (kaolin gréseux alunitique) (éch. 3090).
44	0 à 0,15 m	Alunite pure blanche en lentilles de 30 à 85 cm de long (éch. 3089).
43	0,15 à 0,35 m	Argile massive à traces violacées (éch. 3088).
42	0 à 0,20 m	Alunite pure blanche, formant lentille (éch. 3087).
41	0,03 m	Argile gréseuse ferrugineuse.
40	0,80 m	Argile massive finement gréseuse, grise violacée, indurée (éch. 3086).
39	0,01 m	Niveau gréseux ferrugineux.
38	3,10 m	Argile massive, gris blanc, finement gréseuse, à traces violacées.
37	0,80 m	Alternance d'argile et de grès en bancs de 15 cm, terminée au sommet par une surface ferrugineuse rouge brique.
36	2,70 m	Argile massive gris blanc, finement gréseuse (éch. 3085).
35	1,50 m	Argile grise à blanc violacé affleurant localement sous les éboulis.
34	0,005	Lit ferruginisé, affleurant en plaquettes.
33	0,40 m	Grès fin violacé, à stratification horizontale et à empreintes végétales (éch. 3084).

32	0,005	Plaquette ferruginisée.
31	0,40 m	Grès à grain fin gris violacé.
30	0,005	Plaquette, rouge violacé.
29	0,40 m	Grès fin lité.
28	0,15 m	Argile gréseuse blanche massive (éch. 3083).
27	0,01 m	Dalle rouge brique.
26	0,25 m	Grès gris finement lité.
25	0,40 m	Grès gris violacé, très riche en muscovite, tendre, à litage fin oblique, incliné vers le Nord (pente 25°) (éch. 3082).
24	0,10 à 0,30 m	Grès gris finement lité horizontalement.
23	0,50 m	Argile massive blanche.
22	0,10 m	Dalle argileuse micacée, ferruginisée, violacé rouge.
21	0,40 m	Grès fin à moyen de teinte grise homogène, à petits débris d'argile de 0,5 cm. Litage horizontal (éch. 3081).
20	0,05 m	Dalle rouge ferrugineuse, riche en muscovite.
19	0,40 m	Grès fin gris à beige, à stratification oblique vers le Nord.
18	0,01 m	Lit ferrugineux formant dalle.
17	0,05 m	Grès à grain moyen, gris foncé à violacé.
16	0,05 à 0,15 m	Argile massive, blanche à violet foncé, parfois bariolée.
15	3 m	Grès tendre gris rose violacé à bariolures, à grain moyen à grossier, à stratification oblique très accentuée vers le Nord (pente 25°) et comportant environ six bancs de 40 cm.
14	1,5 m	Grès à grain moyen, beige rose, grumeleux, légèrement bariolé, à lentilles d'argile de 8 à 10 cm de puissance (éch. 3080).
13	0,10 m	Argile grise feuilletée.
12	0,20 m	Grès beige.
11	0,08 m	Argile grise feuilletée.
10	0,40 m	Grès beige à niveau grossier, à stratification entrecroisée.
9	0,15 m	Grès moyen finement bariolé violet foncé.
8	1,20 m	Grès blanc très fin, micacé, lité, argileux au sommet (éch. 3079).
7	0,30 m	Grès gris jaune violacé, à grain moyen, à aspect grumeleux, à stratification entrecroisée.
6	1 m	Grès gris jaune à grain moyen, à aspect grumeleux, à stratification entrecroisée (pente de la stratification inclinée vers le SSW).
5	0,45 m	Grès moyen gris blanc, à patine violacée, à aspect grumeleux, et à stratification oblique inclinée vers le SSW (éch. 3078).
4	0,80 m	Grès grossier rose violacé, à stratification oblique à pente de 25° inclinée vers le SSW.
3	0,10 m	Grès grossier, de teinte sombre, légèrement ferrugineux.
2	0,15 m	Grès grossier grumeleux, gris, à taches roses et bariolures violacées, à stratification oblique vers le Nord à pente de 20° (éch. 3077).
1	0,90 m	Grès grossier gris rose violacé. Gravier de quartz de 0,5 cm dispersés, stratification oblique vers le Nord, à pente de 20°.

Total env. 48,25 m

Le pendage de la masse gréseuse inférieure grise atteint 25° et est dirigé vers l'ESE.

3. Coupe D

Butte à 3,5 km au NW de Termit sud, face sud-ouest

Niveaux	Puissances	
21	2 m	Oolithes ferrugineuses avec pisolithes vers le haut. On peut y distinguer trois ou quatre bancs très indurés formant corniche.
20	0,80 m	Oolithes ferrugineuses de 1 à 2 mm de diamètre (deux bancs).
19	0,90 m	Pisolithes ferrugineuses de 1 cm de diamètre (un banc).
18	0,90 m	Oolithes ferrugineuses (un ou deux bancs).
17	0,40 m	Pisolithes ferrugineuses aplaties en forme de lentille (un banc).
16	0,55 m	Oolithes ferrugineuses (un banc).
15	1,10 env.	Conglomérat ferrugineux à éléments de grès ferrugineux sans oolithes. Éléments de 1 à 25 cm mal roulés. Base ferruginisée sur 5 cm.
14		<i>Discordance</i> : surface ondulée, rubéfiée sur 5 cm à la base (comblée par les conglomérats).
13	6,60 m	Argile jaune plus ou moins indurée, massive, localement litée en bancs de 10 cm.
12	1 m	Argile grise à jaune altérée.
11	2 m	Argile gris blanc, indurée.
10	1,65 m	Argile gréseuse bariolée blanc mauve.
9	1 m	Argile gréseuse très ferruginisée (corniche supérieure noire).
8	1,95 m	Argile gréseuse, mauve à la base, blanche, altérée, à traînées ferrugineuses.
7	0,35 m	Banc de grès fin, mauve à jaunâtre, surface supérieure rubéfiée.
6	0,65 m	Argile blanche assez indurée.
5	0,55 m	Grès fin, rouge violacé, formant une barre noire.
4		Contact net; base du niveau 5 ferruginisé sur 1 cm.
3	5,40 m	Grès argileux massif (sans stratification), passant graduellement à une argile finement gréseuse. Patine rousse en haut, le reste formant un grand abrupt blanc.
2	5 env.	Grès fin massif (sans stratification), blanc à taches et zonations mauves. Forme un mur à patine sombre.
1	28 m	Caché par les éboulis.
Total env.		60,80 m

Cette coupe permet de faire les remarques suivantes :

- Le pendage des bancs de (2) à (9), très net, est d'environ 5° vers le NNE (formation de Termit).
- Le pendage des bancs (16) à (21), très faible, est de l'ordre de 2 à 3° vers le NNE (formation de Dolle).
- La discordance (14) est particulièrement bien soulignée.

4. Coupe E

Butte à 3,5 km au NW de Termit sud, face sud-est

Niveaux	Puissances	
21	2 m	Oolithes ferrugineuses, avec pisolithes de 3 cm de diamètre vers le haut (deux ou trois bancs très indurés).
20	0,80 m	Oolithes ferrugineuses de 3 mm de diamètre (pisolithes).
19	0,80 m	Oolithes ferrugineuses.
18	1 m	Pisolithes ferrugineuses de 1 cm de diamètre, à cassure noire brillante, généralement sphériques, mais parfois aplaties.
17	0,80 m	Pisolithes aplaties en forme de lentille.
16	0,50 m	Oolithes ferrugineuses.
15	1 à 1,40 m	Conglomérats ferrugineux, à galets de grès ferrugineux mal roulés de 10 cm de diamètre en moyenne.
14		<i>Discordance.</i> Surface présentant des ondulations de plus d'un mètre comblées par le conglomérat.
13	6 m	Argile sableuse, blanche à jaune.
12	3,80 m	Argile jaune noduleuse, massive, indurée, avec quelques tubulures.
11	2 m	Argile jaune, en bancs assez bien lités de 20 à 50 cm.
10	0,60 m	Argile violette et grise assez franche.
9	2,50 m	Argile gréseuse grise à violette, à traînées ferrugineuses verticales abondantes. Parfois zonée.
8	1,30 m	Argile gréseuse gris mauve violacé sombre, à traces ferrugineuses abondantes.
7	2 m	Argile gréseuse mauve à jaune, lardée de traînées ferrugineuses.
6	1,30 m	Argile très gréseuse blanche. Quelques fines bariolures concentriques mauves. Partie supérieure litée.
5 et 4	1,20 m	Grès argileux blanc jaune à mauve, très fin, légèrement lité.
3	6,50 m	Argile blanche finement gréseuse, à taches mauves, formant un grand abrupt blanc.
2	5 m	Grès blanc argileux sans stratification et, à la base, grès fin à moyen gris beige massif apparaissant sous les éboulis.
1	16 m	Eboulis.
Total env. 55,50 m		

Remarques :

- Les bancs (14) à (21) (formation de Dolle) se suivent en continuité dans les coupes des faces sud-ouest (D) et sud-est (E) de la butte.
- Les autres niveaux (formation de Termit) se correspondent de la façon suivante :

<i>Face sud-ouest</i> (Coupe D)	<i>Face sud-est</i> (Coupe E)
1	1
2	2
3	3
4-5	4-5
6	6
7-8	7
9	8
10-11-12-13 (niveau érodé)	9-10-11-12
	13

Les deux dernières coupes (D et E) permettent d'observer très nettement la discordance angulaire qui sépare les deux formations définies précédemment (voir photographie 1 de la planche IV). Cette discordance recoupe les niveaux érodés de la formation de Termit. La surface de discordance, légèrement ondulée, supporte un conglomérat à éléments de grès ferrugineux qui comble les creux, parfois profonds de plus d'un mètre, de l'ancienne topographie.

5. Coupe F

Falaise à 1,7 km au NW de Termit sud

Niveaux	Puissances	
42	15 à 20 m	Butte de grès ferrugineux ébouleux et de grès roux saumon.
41		Niveau d'oolithes et de pisolithes ferrugineuses, recoupé par une faille WNW-ESE (éch. 3116).
40	0,20 m	Banc de gros pisolithes de 2 à 3 cm de diamètre.
39	2,50 m	Oolithes et pisolithes avec ciment ferrugineux.
38	1,20 m	Banc de pisolithes de 2 cm de diamètre.
37	2 m	Niveau d'oolithes et de pisolithes ferrugineuses, de 3 à 4 cm de diamètre.
36	0,40 m	Banc d'oolithes et de pisolithes ferrugineuses.
35	0,45 m	Niveau d'oolithes et de pisolithes ferrugineuses de 3 à 4 cm de diamètre.
34	0,90 m	Oolithe ferrugineuse.
33	0,40 m	Niveau d'oolithes et de pisolithes ferrugineuses plates, en forme de lentille de moins de 1 cm de diamètre, ennoyant les galets de la surface supérieure du niveau 32.
32	0,50 m	Conglomérat à galets de grès ferrugineux, assez arrondis, de 5 à 10 cm de diamètre, et à matrice oolithique et pisolithique. Quelques pisolithes géants de 5 cm dispersés (éch. 3115).
31	0,50 m	Niveau à sphères ferrugineuses à structure concentrique de 5 à 10 cm de diamètre, avec quelques galets de grès ferrugineux (éch. 3114).
30	0,60 m	Niveau d'oolithes et de pisolithes ferrugineuses à ciment gréseux (éch. 3113).
29	1 m	Conglomérat à galets ferrugineux de 1 à 4 cm de diamètre, comportant 1 ou 2 bancs d'oolithes ferrugineuses de 1 à 2 cm d'épaisseur. Vers la base le niveau devient pisolithique. A la base même, un banc d'oolithes ferrugineuses remanié sur place en gros fragments.
28	0,70 m	Niveau d'oolithes ferrugineuses de 3 à 4 mm de diamètre (pisolithes).
27	1 m	Niveau de pisolithes ferrugineuses de 1/2 à 1 cm de diamètre, pris dans un ciment tendre terreux rouille, gréseux et oolithique. Rares galets de 5 cm de grès ferrugineux (éch. 3112).
26	0,40 m	Niveau masqué.
25	0,60 m	Grès grossier ferrugineux à quartz de 1 mm (éch. 3111).
24	2 m	Limon terreux rouille, caché par les éboulis.
23	1,90 m	Conglomérat ferrugineux, à éléments de 10 cm mal roulés ne comportant pas d'oolithes ferrugineuses. Matrice de grès ferrugineux induré.
22	2,20 m	Conglomérat, à éléments atteignant 30 cm de grès ferrugineux mal roulés, pris dans une matrice terreuse non indurée.
21	1,50 m	Argile gréseuse altérée, bariolée jaune, mauve et rouille (éch. 3109 et 3110). Zone blanche de kaolin dans le niveau terreux situé à la base.
20	3 m	Masse terreuse rouille à traînées verdâtres, sableuse, bariolée de violet et de vert foncé, et à patine rose terreuse (éch. 3108).
19	0,70 m	Argile noire gréseuse (éch. 3107).
18	1,80 m	Argile gréseuse, gris blanc à mauve pâle, massive, se débitant en fragments anguleux.
17	6,50 m	Grès gris très fin homogène, massif (sans stratification), à traînées blanchâtres, légèrement argileux, à patine jaunâtre et avec des tubulures en surface.

16	2,50 m	Grès très fin gris blanc argileux, à nodules parfois sphériques d'alunite blanche onctueuse (éch. 3106) (15,6 % d'alunite).
15	2 m	Argile gréseuse violette, au sommet (base cachée par des éboulis).
14	2 m	Grès très fin, blanc à gris rose, massif, et dont la surface présente de fines tubulures (éch. 3105). Pendage 11° vers le NNE (15°).
13	4 m	Argile gréseuse grisâtre à jaunâtre, massive, passant graduellement au niveau (12) vers le bas et à un grès fin massif vers le haut.
12	1,80 m	Argile violette massive.
11	0,30 env.	Grès fin argileux jaune.
10	2,50 m	Argile grise à violet pâle, massive, assez franche (éch. 3101). Aux abords d'une petite faille de direction 346° et à pendage 80° vers l'Ouest, on observe localement, dans les argiles, des poches de kaolin blanc onctueux (éch. 3102) et des lits de kaolin de 1 mm à 2 cm d'épaisseur, parallèles à la stratification (éch. 3104); (éch. 3103, roche noire manganésifère dans la faille).
9	2 m	Grès fin homogène à cassure anguleuse, de teinte blanc gris à grisâtre.
8	2 m	Grès très fin, blanc à gris beige, homogène, massif, à cassure conchoïdale anguleuse. Pendage de 15° en direction du Nord (10°).
7	0,80 m	Grès fin gris mauve, à bariolures violettes, en bancs de 10 à 20 cm.
6	4 m	Siltstone gréseux kaolinique, homogène, gris clair, à traces violacées, assez massif, mais à bancs grossiers de 20 cm à 1 m d'épaisseur (éch. 3100). Pendage de 10° en direction du Nord (15°).
5	0,80 m	Grès très fin blanc gris homogène, légèrement stratifié. A la base, joint de stratification net, le séparant du banc (4).
4	3 m	Argile blanche finement gréseuse, massive (sans stratification).
3	3 m	Argile blanche finement gréseuse, massive (sans stratification).
2	2 m	Kaolin alunitique blanc vif, massif, à patine beige roux, se débitant en fragments anguleux (30 % d'alunite) (éch. 3099).
1	4 m	Grès fin massif homogène, mauve à beige, assez induré, à patine foncée.
Total env. 89 m		

Alors que dans les quatre coupes précédentes, le sommet érodé des buttes ne permettait pas d'observer les niveaux superposés aux oolithes ferrugineuses, la coupe F montre la présence de grès ferrugineux au-dessus de ces niveaux. La partie supérieure de la coupe a été relevée au Nord d'une faille qui recoupe les oolithes ferrugineuses. Bien que l'amplitude du rejet de cette faille soit mal précisée, on peut estimer la puissance totale des niveaux oolithiques et pisolithiques à environ 13 m.

Dans la coupe F, les conglomérats dépassent 4 m d'épaisseur à la base de la formation de Dolle. Plusieurs niveaux conglomératiques s'intercalent entre les bancs oolithiques. La matrice de ces conglomérats est généralement constituée par une oolithe ferrugineuse.

A la structure primitive de la roche, constituée d'oolithes vraies déposées en bancs, se superposent des concrétionnements pisolithiques ferrugineux postérieurs.

6. Coupe G

Assez semblable à la précédente, cette coupe peut être résumée comme suit :

- | | |
|------|---|
| 25 m | Grès grossier ferrugineux, localement conglomératique, à galets de quartzite, de grès ferrugineux, et de siltstone ferrugineux. |
| 15 m | Niveaux à oolithes et pisolithes ferrugineuses avec, à la base, un conglomérat à galets de grès ferrugineux. |
| x m | Série de grès fins, siltstone et argiles gréseuses blanches. |

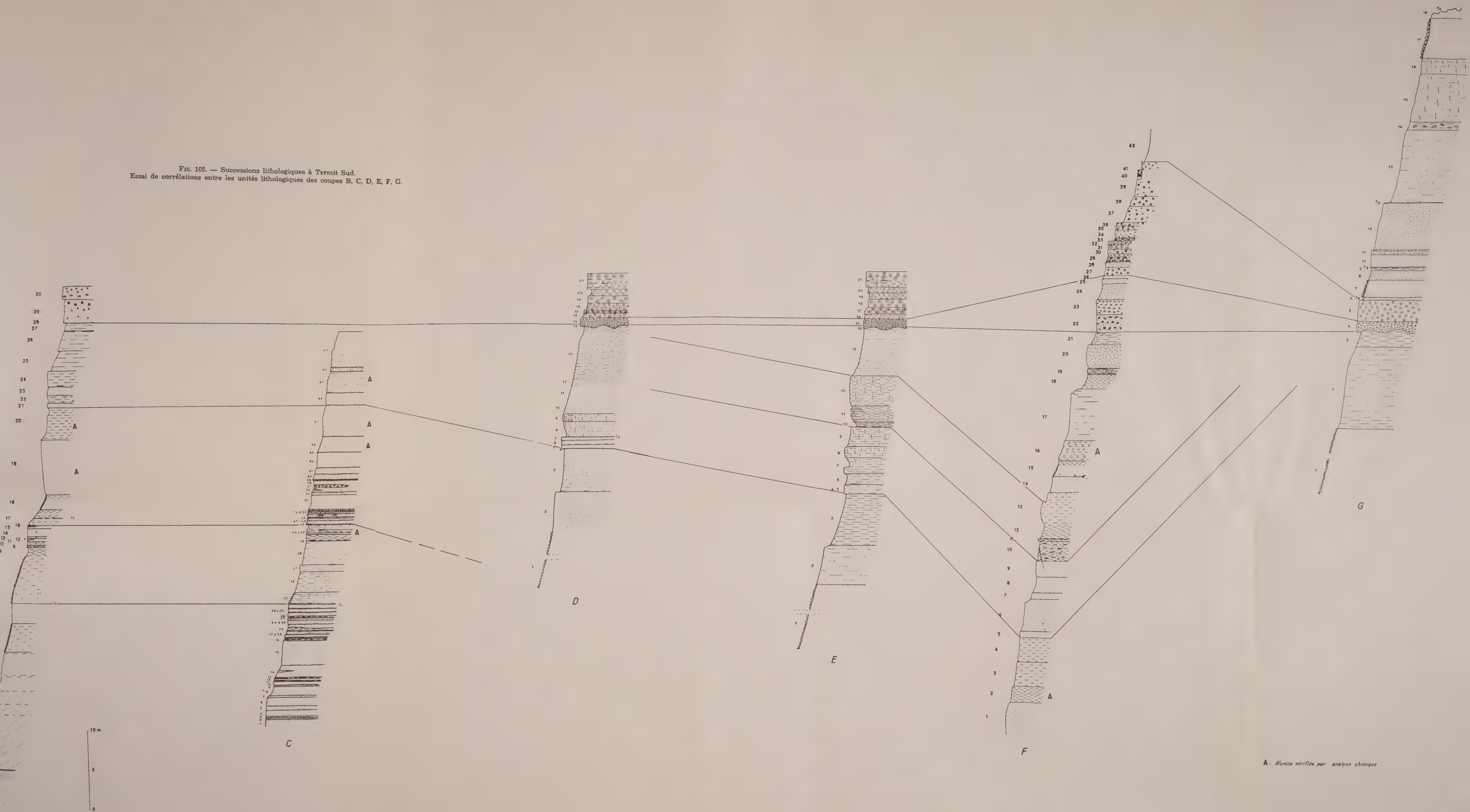
7. Coupe H

Relevée à l'Est de la précédente, qu'elle complète, par la base, elle se résume ainsi :

- | | |
|------|---|
| 7 m | Kaolin blanc silteux, situé sous le conglomérat à la base des oolithes. |
| 15 | Kaolin massif blanc, silteux, formant un abrupt d'un blanc éclatant (aucune analyse n'a été effectuée dans ce niveau, mais la présence d'alunite est probable). |
| 4,5 | Grès fin massif, à lits et filonets de kaolin blanc (éch. 3175 et 3176). |
| 10 | Grès rose assez bien lité. |
| 0,80 | Banc gréseux à nombreux fragments de kaolin, passant à un conglomérat à galets d'argile (éch. 3174). |

L'examen des lits de kaolin, épais de quelques centimètres, dans les grès, permet quelques remarques. On constate qu'ils recoupent parfois la direction des bancs et que des filonets s'en échappent. Ceux-ci ont généralement des contacts très nets avec le grès, mais, en certains points, les zones kaoliniques passent plus progressivement au ciment du grès. Le kaolin, ainsi que l'alunite qui lui est intimement liée dans ces niveaux, ont donc subi une mobilisation postérieure au dépôt des grès.

FIG. 105. — Successions lithologiques à Termit Sud.
Essai de corrélations entre les unités lithologiques des coupes B, C, D, E, F, G.



A: Alunite vérifiée par analyse chimique



8. Coupe I

1,3 km à l'ENE de Termit sud

Niveaux	Puissances	
18		Plateau très rocailleux à léger pendage S à SE; nombreux blocs très ferrugineux, oxyde de fer noir.
17	5 m	Eboulis de gros blocs ferrugineux (éch. 3172).
16	2 m	Grès argileux jaune assez grossier, ferruginisé, à tubulures abondantes et à patine noire.
15	6 m	Grès argileux jaune assez grossier, scoriacé, à tubulures. Quelques quartz de 1 à 2 mm dispersés.
14	1 m	Grès argileux à galets de grès argileux tendre (conglomérat), de teinte jaune rosé.
13	9 m	Grès argileux jaune à tubulures. Quelques lits à quartz de 1 mm.
12	5,80 m	Grès rose rouge à saumon, assez grossier à grossier, tendre. Sommet induré en dalle ferrugineuse.
11	0,50 m	Argile gréseuse jaune à bariolures rouges et à tubulures abondantes.
10	1,60 m	Grès rose, moyen à grossier (quelques quartz de 3 mm), massif, à très nombreux trous de 1/2 cm de diamètre; sans ferruginisation le long des tubulures. Base ferruginisée sur 3 cm (éch. 3171).
9	0,20 m	Argile jaune à bariolures mauves.
8	1,20 m	Grès rose rouge assez grossier à grossier.
7	2 m	Niveau caché par les éboulis.
6	0,20 m	Dalle noire de grès ferrugineux.
5	2,70 m	Oolithes ferrugineuses dures, noires, contenant des galets de grès ferrugineux, des grains de quartz de 1 mm dispersés et quelques pisolithes (éch. 3170).
4	1 à 1,50 m	Conglomérat ferrugineux, à galets peu roulés de grès ferrugineux. Vers le sommet, matrice à oolithes ferrugineuses entre les galets, parfois roulés, de 20 cm de diamètre (éch. 3168 et 3169).
3	2 m	Argile jaunâtre, altérée réticulée.
2	10 env.	Argile gréseuse et grès argileux très fin, blanc à jaunâtre, correspondant au « mur blanc » de Termit sud.
1	18,50 m	Séquence cachée par les éboulis, comprenant sans doute le niveau à kaolin affleurant à 200 m à l'Est (éch. 3173).
Total env. 69 m		

La coupe I montre une réduction de la puissance des niveaux oolithiques au-dessus du conglomérat. Elle permet de se faire une idée des couches sus-jacentes dont plus de 32 m ont été ici préservés de l'érosion qui a découpé le sommet du plateau. Il s'agit de grès argileux assez hétérogènes et de grès grossiers localement ferruginisés.

9. Coupe J

Relevée dans la butte située à l'WSW du puits de Termit Dolle et résumée ci-dessous, cette coupe ne montre plus qu'un niveau oolithique d'épaisseur très réduite. L'isolement de la butte ne permet pas d'affirmer s'il correspond au niveau précédent aminci, mais cela est probable :

Niveaux	Puissances	
7	10 m	Grès argileux très ferrugineux, scoriacé (sans oolithes).
6	20 m	Grès argileux jaune, scoriacé et ferrugineux vers le haut.
5	10 m	Grès grossier, en gros bancs alternant avec des argiles gréseuses jaunes bariolées.
4	0,60 m	Banc d'oolithe ferrugineuse gréseuse.
3	20 m	Grès rose et argile jaune bariolée.
2	10 m	Niveau masqué par le sable.
1	23,60 m	(Puits de Dolle).
Total	94,20 m	

10. Principaux faits mis en évidence par l'étude de la région méridionale du massif de Termit

La comparaison des successions lithologiques des coupes relevées dans le Sud du massif de Termit peut se faire sur la figure 105, dans laquelle les principaux niveaux ont été raccordés.

La discordance entre une série supérieure à oolithes et une série inférieure plissée et érodée au sommet se confirme.

On constate, en outre, une certaine variabilité des faciès dans le détail. Certaines variations sont manifestement dues à la sédimentation; ce sont, notamment :

Dans la formation de Termit :

- le passage insensible de grès fins à des siltstones ou à des kaolins gréseux, qui semble se faire sans direction privilégiée
- la présence locale de galets d'argile et de diverses lentilles à certains niveaux

Dans la formation de Dolle :

- les variations d'épaisseur de la zone à oolithes ferrugineuses
- le caractère sporadique du conglomérat de base supporté par la paléosurface d'érosion

A côté de ces changements de faciès liés au mode de sédimentation, d'autres transformations doivent être attribuées à des altérations du matériel postérieures à son dépôt :

- La répartition irrégulière de l'alunite dans le ciment des grès et des siltstones, ainsi que dans les lentilles, les nodules et les galets argileux. Cette répartition semble en effet relativement indépendante des niveaux stratigraphiques.
- De même, la kaolinisation de certains niveaux est manifestement un phénomène surimposé à un matériel sédimentaire. Dans quelques cas, la kaolinite s'individualise en filonets recoupant les plans de sédimentation, mais, en général, la kaolinisation très poussée est diffuse.
- La décoloration de ces niveaux, qui sont d'un blanc éclatant à l'affleurement, est sans doute également un phénomène lié à ces transformations. Elle s'oppose d'une façon très nette aux teintes sombres des niveaux très ferrugineux de la formation supérieure discordante.

On remarque sur le terrain que la kaolinite et l'alunite sont intimement liées et parfois difficiles à différencier. L'analyse chimique confirme ce mélange. Il semble que certaines zones de kaolin très pur, dont l'aspect est identique à celui de l'alunite, proviennent d'une transformation de ce minéral. La transformation inverse serait également possible.

Ces modifications peuvent être vraisemblablement attribuées aux marques d'une profonde altération de l'ancienne surface d'érosion; par suite, elles doivent être mises en parallèle avec l'altération qui a engendré les bauxites et le kaolin d'Agadem.

En effet, la kaolinisation et l'alunitisation n'affectent que les niveaux sous-jacents à la discordance. Ces deux phénomènes sont indépendants de la topographie actuelle (falaise et buttes), qui découpe la zone d'altération d'une façon quelconque.

Toutes les altérations de ce type, à Termit comme à Agadem, ont sans doute une cause commune qui sera analysée dans un autre chapitre. Disons cependant, dès maintenant, qu'il s'agit probablement des traces plus ou moins profondes d'une action essentiellement climatique, liée à un contexte morphologique et tectonique que nous chercherons à préciser.

Dans la formation de Dolle, les modifications sont de nature différente et semblent dues à des actions moins intenses, notamment à un réarrangement de l'oxyde de fer. A l'opposé de la zone d'altération fossile précédente, dans laquelle il a été entièrement mobilisé et évacué, le fer n'a subi ici que des déplacements sur de faibles distances. Ces transformations comprennent surtout :

- des concrétionnements ferrugineux pisolithiques, superposés à la structure oolithique du sédiment
- une imprégnation ferrugineuse du ciment des grès argileux
- une kaolinisation du ciment des grès argileux, mais n'aboutissant pas à des masses de kaolin pur comparables à celles de la zone d'altération sous-jacente.

Ces actions peuvent être en partie liées à une morphologie voisine de celle qu'offrait la falaise au cours du Quaternaire. Certaines transformations, telles que l'induration ferrugineuse du sommet du plateau, sont sans doute assez récentes.

11. Résumé chronologique de la succession des phénomènes

On peut maintenant chercher à retracer la succession des phénomènes mis en évidence par l'observation des coupes du Sud du massif de Termit. Nous nous appuierons pour cela sur l'âge relatif de leurs effets, déjà soulignés précédemment. On peut proposer la succession suivante, dans l'ordre chronologique :

- a) Dépôt de la formation de Termit dans une zone de sédimentation subissant de légères déformations (discordances internes).
- b) Déformation plus importante, responsable ici de l'arrêt de la sédimentation, du léger plissement des couches et de l'érosion des zones soulevées. Ce stade aboutit à une surface d'érosion à peine ondulée.
- c) Altération intense de la surface précédente, sous l'effet d'actions climatiques particulières et au cours d'une longue période de stabilité.
- d) Nouvelle déformation conduisant à la reprise de la sédimentation au-dessus de la zone d'altération. Dépôt des conglomérats de grès ferrugineux provenant peut-être de l'érosion de zones ferruginisées voisines. Puis, dépôts des oolithes ferrugineuses et des grès argileux de la formation de Dolle.

- e) Altération possible de ces niveaux au cours de leur dépôt ou postérieurement. Cette altération est moins intense que la précédente.
- f) Nouveaux mouvements positifs entraînant le soulèvement, l'érosion et la mise en relief de la formation de Dolle.
- g) Dernières altérations quaternaires, de moindre intensité, comportant surtout un réarrangement du fer au voisinage des zones d'affleurement.

Ce résumé de l'histoire géologique du Sud de Termit est comparable à celui que nous avons déjà dégagé pour la région d'Agadem (fig. 103). Il peut nous aider maintenant dans la détermination de l'âge des formations de Termit.

12. Age des formations de Termit

L'examen des régions situées à l'Ouest du massif de Termit nous a conduit, précédemment, à considérer les formations qui affleurent dans le massif comme superposées à l'épaisse série argileuse, en partie sénonienne, de la plaine (voir fig. 40).

La base de la formation de Termit serait donc d'âge sénonien supérieur, puisque postérieure aux attapulgitès à *Tissotia* cf. *latelobata* (Coniacien) et à Lamellibranches sénoniens (d'affinités surtout santoniennes-campaniennes). La partie supérieure de la formation de Termit pourrait être plus récente et, comme pour la formation de Bilma, appartenir à la base du Tertiaire.

Les seuls fossiles rencontrés dans la formation de Termit sont des débris végétaux, dont la structure montre une affinité avec des espèces tertiaires. Les bois hétéroxylés de Norounga appartiennent à des *Angiospermes dicotylédones* (voir. p. 332). Les autres traces végétales ressemblent à des empreintes de Palmiers.

La discordance, localement angulaire, soulignée par une zone d'altération à kaolin et alunite, peut être parallélisée avec celle d'Agadem et datée approximativement de l'Eocène.

La formation de Dolle à oolithes ferrugineuses est identique à celle d'Homodji et au « Continental terminal » post-éocène moyen du Niger occidental. Nous avons fait de ces différentes formations une unité lithologique, dont l'âge pourrait être éocène supérieur à la base, et oligo-miocène (?) au-dessus. On ne possède aucun élément de datation directe permettant de donner une limite supérieure au « Continental terminal » de ces régions; cependant, à Termit ouest, on constate que les dépôts ont été entaillés de plus de 300 m par une érosion considérée comme de la fin du Tertiaire ou du début du Quaternaire. Les dépôts quaternaires plus récents, dunaires et lacustres, se sont effectués dans ce nouveau cadre morphologique totalement différent de celui de la fin du « Continental terminal ».

B. — ÉTUDE DE LA PARTIE CENTRALE DU MASSIF DE TERMIT

La stratigraphie établie dans le Sud du massif se révèle valable vers le Nord. Les falaises montrent encore la présence de la formation de Dolle à oolithes ferrugineuses. Celle-ci est superposée à des grès, des siltstones et des argiles, qui constituent la formation de Termit et occupent la plus grande partie du massif (fig. 106).

La grande hauteur de certaines falaises permet de compléter par la base la succession lithologique de la formation de Termit.

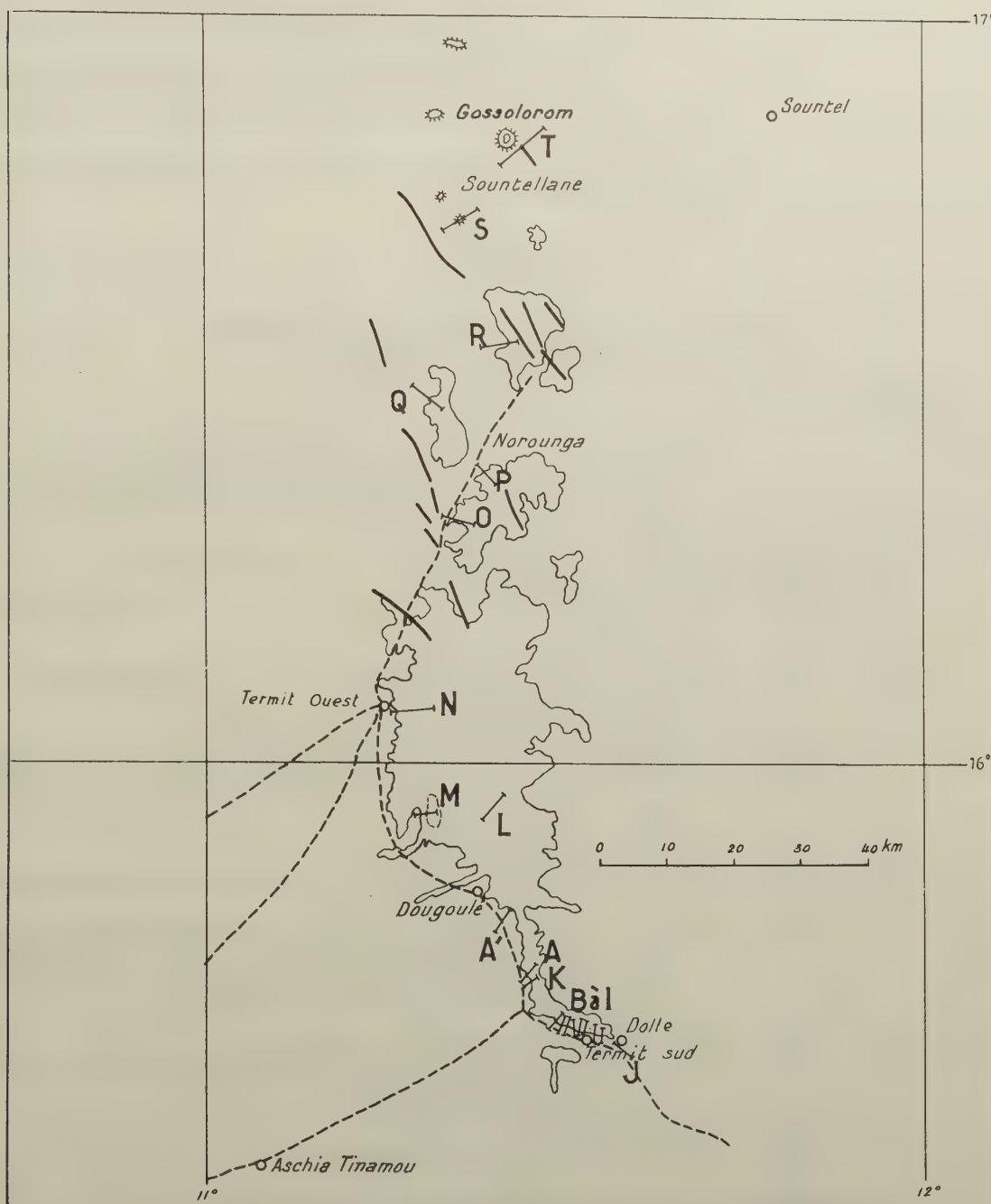


FIG. 106. — Massif de Termit et Gossolorom. Situation des principales coupes.

A cinq kilomètres au Nord-Nord-Ouest de la coupe B, on constate déjà l'apparition, à la base de la falaise, de 25 m de grès gris ou roses à zones grossières et stratification entrecroisée, comportant un niveau d'argile blanche à minces lits ferrugineux.

La coupe A, située à 11,5 km au Nord-Ouest de Termit sud (fig. 104 et 106) laisse voir plus de 100 m de grès plus ou moins fins, à niveaux argileux et dalles ferrugineuses, sans que la formation de Dolle à oolites ne soit atteinte au sommet.

Au Sud de Dougoulé, à 8 km au Nord du point précédent, la coupe A' donne un aperçu de niveaux lithologiques situés assez bas dans la formation de Termit :

1. Coupe A'

5 km au SE de Dougoulé, sur la piste de Termit sud

(cliché aérien ND 32-XXIV-074) (fig. 107)

Niveaux	Puissances	
21		Sommet de la colline parsemé de galets libres bien roulés (de 1 à 25 cm de diamètre environ) de grès ferrugineux, d'oolithe ferrugineuse. On rencontre aussi des blocs de grès ferrugineux conglomératiques (lambeaux de terrasse quaternaire démantelée).
20	4 m	(Caché).
19	0,25 m	Grès rouille en dalles, à grain moyen et à débris argileux blanc.
18	0,15 m	Joint de grès micacé lité (1 cm).
17	0,15 m	Dalle de grès fin micacé, mauve et jaune, zoné suivant une fine stratification entrecroisée.
16	2 m	Argile gréseuse jaune.
15	0,80 m	Grès argileux finement lité, très fin, assez tendre, en plaquettes jaunes.
14	0,80 m	Grès moyen micacé jaune rosé.
13	1 m	Grès fin jaune, en dalles (3 ou 4), rubéfié au sommet.
12	1,40 m	Argile gréseuse mauve et jaune, à bariolures blanches.
11	0,90 m	Grès beige à grain moyen, micacé à stratification contournée, assez friable. Au sommet, niveau à débris d'argile gréseuse blanche; aspect de conglomérat.
10	1,10 m	Grès mauve à violet, à grain fin.
9	0,80 m	Grès jaune à rose violacé pâle, à grain fin.
8	1,70 m	Grès très fin argileux tendre, lité et zoné de blanc et jaune. Niveau gréseux micacé, jaune, à grain moyen et fin.
7	2,80 m	Grès jaune beige à grain moyen, assez lité, à stratification entrecroisée et lits argileux horizontaux de quelques centimètres. Le sommet est ferruginisé. Lits de conglomérats à débris d'argile gréseuse (épaisseur des bancs : 15 à 20 cm; épaisseur des lits : 2 mm à 2 cm environ).
6	0,10 m	Niveau rubéfié.
5	0,50 m	Argile blanche à mauve, tendre, assez massive.
4	1,70 m	Argile blanche gréseuse, passant à un grès argileux blanc, assez lité, à niveau de grès jaune de 5 cm de puissance.
3	0,40 m	Dalle de grès fin à moyen, violet foncé.
2	0,30 m	Argile sableuse jaune.
1	2,50 m	Eboulis cachant des argiles jaunes sableuses.
Total	23,35 m	

On est frappé, dans cette alternance de grès assez fins et d'argiles souvent silteuses ou gréseuses, par l'abondance de la muscovite détritique. La même remarque peut être faite en d'autres endroits dans la formation de Termit, et notamment dans certains niveaux assez en dessous de la discordance, à Termit sud (par exemple, dans la coupe C, niveau 8, éch. 3079).

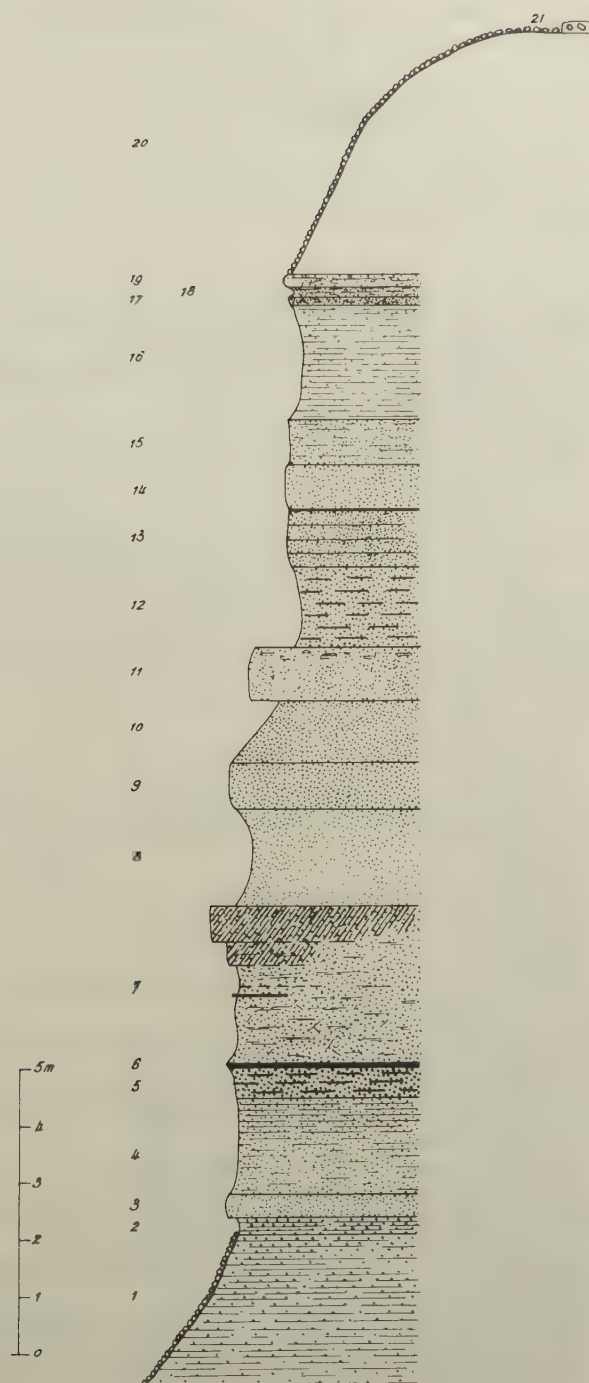


FIG. 107. — Coupe A'. 5 km au Sud-Est de Dougoulé, sur la piste de Termit sud.

Vers le Nord, les falaises très élevées ont permis de relever des successions lithologiques encore plus complètes, malgré l'importance des éboulis (fig. 108) :

2. Coupe L

13 km au Nord de Dougoulé

(cliché aérien ND 32-XXIV, n° 013; $x = 80$, $y = 59$) (1)

Niveaux	Puissances	
37	9 m	Argile jaune scoriacée à tubulures verticales. Quelques zones d'argile jaune ou blanche presque franche à la base.
36	4 m	Argile jaune scoriacée ferrugineuse, se débitant en fragments, à tubulures abondantes.
35	1 m	Argile très altérée ferrugineuse.
34	2 m	Argile jaune poreuse altérée.
33	2 m	Argile poreuse jaune à rose altérée (éch. 3141).
32	4 m	Grès et argile ferrugineux, traversés de nombreuses tubulures, formant un mur vertical.
31	12 m	Niveau à oolites ferrugineuses très fines (diamètre inférieur à 1 mm), comportant environ dix bancs d'oolithe noire indurée et d'oolithe tendre rouge bien calibrée (éch. 3142 et 3143).
30	42 m	Eboulis.
29	4 m	Entaille dans les éboulis montrant des blocs de 2 m ³ d'oolithe ferrugineuse à tubulures.
28	4,50 m	Grès argileux altéré rouille, ayant légèrement coulé.
27	2,50 m	Grès argileux blanchâtre altéré.
26	1,50 m	Grès très fin sableux gris mauve.
25	0,07 m	Plaque de grès grossier ferrugineux à <i>débris de bois noir</i> (charbonneux ou ferrugineux). Niveau repère (éch. 3148).
24	6 m	Argile blanche massive, visible dans une caverne (éch. 3147).
23	3 m	Grès argileux très fin, blanc, tendre, plus ou moins lité, massif vers le haut.
22	1 m	Eboulis.
21	0,05 m	Lit ferrugineux rouge, lité (sommet du banc 20).
20	0,30 m	Grès friable très fin, rouge violet foncé, à traces jaunes et blanches.
19	4,50 m	Eboulis.
18	0,50 m	Grès fin gris beige.
17	0,70 m	Grès moyen à fin, jaune beige, tendre, comportant un mince lit ferrugineux de quelques millimètres.
16	10,50 m	Eboulis, cachant des grès beiges, avec quelques lits ferrugineux de 2 cm d'épaisseur à débit en plaquettes.
15	2,50 m	Alternance de grès moyen beige orangé, sableux (0,40 m) et de grès semblable mais à stratification entrecroisée, plus induré (0,70 m).
14	0,02 m	Dalle ferrugineuse.
13	0,50 m	Grès fin à moyen, rouge violet foncé à orangé.
12	0,15 m	Zone ferruginisée indurée, au sommet du banc (11).
11	0,80 m	Sable rouille orangé grossier. Quartz de 4 mm, coulant sous le marteau. Trainées ferrugineuses non indurées (éch. 3146).
10	1,80 m	Grès grossier, de teinte homogène rouge violacé, à quartz de 4 mm.
9	1,50 m	Eboulis cachant des grès grossiers.
8	0,20 m	Grès conglomératique à quartz de 1/2 cm, à zones ferruginisées (éch. 3145).
7	0,80 m	Grès à grain moyen, roux à rouille, à stratification entrecroisée.
6	0,05 m	Dalle ferrugineuse finement litée, à grains de quartz et débris d'argile blanche.

(1) x et y sont les distances en millimètres aux bords latéral gauche et inférieur de la photographie aérienne de l'I. G. N. (coordonnées Joulia).

5	2,50 m	Argile blanche, massive à zonée suivant des lits (éch. 3144).
4	5 m	(Masqué) éboulis.
3	3 m	(Masqué) alluvions d'oued récentes.
2	10 m	(Masqué) alluvions d'oued anciennes, comprenant des conglomérats ferrugineux à blocs et galets de 20 à 50 cm et à galets d'oolithes ferrugineuses, formant une terrasse entaillée de 7 m par l'oued actuel.
1	1 m	Grès rouge moyen à grossier, à stratification entrecroisée. Couches de 20 à 40 cm de grès très grossier conglomératique. Grès beige moyen. Affleurement apparaissant au fond de la gorge de l'oued encaissé (éch. 3139).

Total env. 145 m

Dans cette succession, les 34 m terminaux, qui comprennent de bas en haut des oolithes ferrugineuses, puis des grès et des argiles jaunes assez altérées, appartiennent très vraisemblablement à la formation de Dolle. Le contact avec la formation de Termit sous-jacente est masqué par un important amas d'éboulis. La partie affleurante de la formation de Termit est constituée de grès argileux et silteux très fins comportant une dalle ferrugineuse à débris végétaux, niveau repère local. Les petits fragments végétaux de ce niveau (25) rappellent quelque peu des stipes ou des pétioles de Palmiers, en raison de leur structure fibreuse, à la fois de très faible et de très grand calibre (BOUREAU, *in litt.*).

Plus bas dans la coupe, les grès fins et moyens avec zones grossières et lentilles conglomératiques, sont assez bien représentés.

A 9 km plus à l'Ouest, un synclinal perché très caractéristique affecte les niveaux à oolithes ferrugineuses et les grès argileux qui leur sont superposés. La succession, assez complète, permet de relever dans le détail le contact entre la formation à oolithe et les grès et argiles inférieurs. En voici la coupe :

3. Coupe M

13 km au NNW de Dougoulé

(cliché aérien ND 32-XXIV, 001; $x = 83$, $y = 26$)

Niveaux	Puissances	
47		Débris ferrugineux (sans oolithes) sur le sommet et sur les pentes du haut de la butte (éch. 3164).
46	1 m	Alternance de grès terreux rouge à rouille et d'argile blanche, formant environ douze lits zébrés parallèlement aux bancs. Niveau assez tendre.
45	4 m	Argile blanche à jaunâtre.
44	2 m	Argile très finement gréseuse, gris blanc, esquilleuse.
43	4 m	Argile blanche à jaune, massive (éch. 3163).
42	1 env.	Grès jaune tendre très fin argileux (éch. 3162).
41	1 m	Grès sableux blanc à mauve, assez induré, plus ou moins lité.
40	4 m	Argile blanche massive.
39	7 m	Argile blanche massive, un peu bariolée de mauve et rouge, parfois suivant des zones verticales de 40 cm de diamètre.
38	2 m	Argile blanche, finement gréseuse, avec zones verticales ferrugineuses violettes de 20 cm de large (éch. 3161 : alunite) (éch. 3160 : zone ferrugineuse).
37	13 m	Argile blanche, finement gréseuse, en partie cachée sous les éboulis.
36	0,45 m	Banc de grès fin argileux, violet foncé à la base, bariolé de jaune, blanc et mauve vers le haut.
35	7 m	Argile gréseuse blanche, à zones jaunâtres et taches mauves, massive, et à surface esquilleuse.
34	3 m	Grès argileux ferrugineux à tubulures verticales, sans oolithes; sa surface est marquée de cannelures de direction NE, sans doute dues aux vents actuels. Niveau très induré formant une surface structurale.

33	4,15 m	Oolithe ferrugineuse massive à tubulures. Niveau très induré (éch. 3156).
32	5,75 m	Oolithe argileuse jaune, à poches d'argile grise, tendre. Les oolithes sont très fines, de dimensions inférieures au millimètre.
31	0,03 m	Petit banc d'oolithes ferrugineuses indurées.
30	0,90 m	Oolithe ferrugineuse tendre, jaune rose à rouille.
29	0,04 m	Banc d'oolithes ferrugineuses indurées.
28	8 m	Banc d'oolithes ferrugineuses rouge foncé. Diamètre inférieur à 1 mm. A la base, oolithes très fines rouge grenat, de diamètre inférieur à 1/4 mm (éch. 3155).
27	0,50 m	Ocre ferrugineux, poudreux, d'aspect cendreuse, rouge à noir.
26	0,01 à 0,04 m	Lit ferrugineux.
25	0 à 0,50 m	Argile grise, massive à zonée, finement sableuse, avec quelques fines bariorures violettes.
24	0,05 à 0,50 m	Banc ferrugineux très dur, marquant une importante discontinuité dans la série. Surface un peu irrégulière.
23	2,40 m	Argile grise à blanche, massive, très finement gréseuse (éch. 3154).
22	0,20 m	Encroûtement ferrugineux d'où semble issu un réseau ferrugineux s'enfonçant de 2 à 3 m dans le niveau inférieur.
21	2 à 3 m	Argile grise, parfois altérée en zones tendres de teinte rouille à violet, très finement oolithique (oolithes de diamètre inférieur à 1/4 de mm, de teinte terne grisâtre, mêlées à quelques grains de quartz de même dimension). Cette masse est traversée sur toute son épaisseur par un réseau induré, à parois de 5 à 10 cm d'épaisseur, contourné, comportant des oolithes ferrugineuses de même taille que les oolithes de la masse tendre encaissante (éch. 3152 [induré], et 3153 [tendre]).
20	7 m	Argile blanche micacée finement gréseuse, zonée suivant des lits violets et blancs.
19	0,15 m	Dalle ferrugineuse.
18	2 m	Grès et argile alternant en lits, avec nombreuses plaques ferrugineuses de moins de 1 cm d'épaisseur.
17	9 m	Alternance de grès très friable à grain moyen et à stratification oblique, et d'argile grise litée, quantitativement moins abondante que les grès (éch. 3151 [argile] et 3150 [grès]).
16	1,50 m	Grès très friable, moyen à grossier, coulant sous le marteau, blanc, jaune, rouille, à stratification oblique.
15	8,50 m	Alternance assez finement litée de grès moyen jaune à rose et de grès fin argileux.
14	1,50 m	Grès moyen à grossier, à stratification oblique inclinée vers l'Ouest; de teinte bariolée, jaune à rose.
13	1 m	Grès moyen à fin, à stratification oblique inclinée vers l'Est, bariolée jaune et rose.
12	0,10 m	Grès ferrugineux en dalle, à débris de bois noir (charbonneux ou ferrugineux). Niveau repère.
11	8,50 m	Argile blanche, massive à litée, avec quelques rares niveaux indurés en plaques ferrugineuses de 1 mm d'épaisseur.
10	9,50 m	Alternance bien litée de grès fins et d'argiles finement gréseuses; teinte gris jaune et rose.
9	4 m	Grès à grain fin jaune, à stratification oblique, à lits d'argile de 5 cm d'épaisseur.
8	1 m	Banc de grès jaune à grain moyen, se terminant au sommet par un lit ferrugineux à débit en plaquettes.
7	6 m	Argile blanche, jaune et rose, finement gréseuse, à lits de grès à grain moyen et grossier, à stratification entrecroisée et oblique. Epaisseur des niveaux : 5 à 10 cm environ. Quelques lits ferrugineux.
6	0,003	Lit ferrugineux irrégulier.
5	3 m	Grès grossier, à stratification entrecroisée, à grains de quartz de 3 mm, quelques-uns atteignant 4 cm au sommet; bariolé de mauve et jaune suivant la stratification oblique, en banc de 5 à 50 cm d'épaisseur.

4	3 m	Grès roux grossier, à quartz plus grand que 1 mm, à stratification oblique inclinée vers le NNW.
3	0,10 m	Conglomérat à galets de quartz de 1/4 à 1 cm de diamètre et débris d'argile finement sableuse, mauve, provenant du niveau inférieur.
2	0,60 m	Argile très finement sableuse, gris mauve, à taches blanches.
1	50 env.	Eboulis masquant la base de la colline.
Total env. 191,6 m		

Les niveaux 35 à 47 ont été relevés sur le flanc d'une butte située à l'intérieur du synclinal et reposant sur les niveaux ferrugineux et oolithiques. Ils sont constitués, sur 46,5 m de puissance, par des argiles blanches finement gréseuses ou silteuses, à niveaux de grès. Au Nord de cette colline, quelques niveaux silicifiés à nodules de calcédoine et de quartz secondaire, affleurent sporadiquement.

Cet ensemble présente un aspect assez altéré. L'unique échantillon riche en alunite (37 à 60 %), au-dessus de la formation oolithique provient du niveau 38. Il s'agit sans doute ici du résultat d'une action locale, en relation avec l'altération la plus récente.

La masse principale de l'oolithe ferrugineuse, particulièrement bien développée, atteint 19 m d'épaisseur. Elle repose sur des argiles grises à blanches, très finement gréseuses, qui, elles-mêmes, surmontent une discontinuité ondulée, soulignée par un niveau ferrugineux. Ce niveau (24) ne correspond cependant pas à la base de la formation oolithique, car on retrouve un niveau très finement oolithique deux mètres au-dessous, au sein d'argiles grises et de grès fins argileux. Ce niveau inférieur à oolithes (21) est peu consolidé, et seules des zones contournées ont subi une induration due à une ferruginisation secondaire.

La discordance est ici moins évidente que dans le Sud du massif. En outre, l'altération des niveaux inférieurs est moins poussée, car la muscovite reste encore abondante sous les niveaux oolithiques.

La formation de Termit, représentée ici par les niveaux 1 à 20, comprend les faciès habituels : alternances assez bien litées de grès moyens ou grossiers, de grès fins, de siltstones et d'argiles blanches, avec quelques dalles ferrugineuses. On remarque une certaine ordonnance dans la granulométrie des niveaux et trois cycles peuvent être distingués. Chacun d'eux présente des niveaux de plus en plus fins vers le haut. L'épaisseur respective des cycles est croissante de bas en haut. Ils peuvent se terminer par une dalle de grès ferrugineux. Celle par laquelle s'achève le deuxième cycle est riche en débris végétaux et se situe sensiblement au même niveau que celle de la coupe L (où elle servait également de niveau repère). Les niveaux de la coupe M se répartissent de la façon suivante dans les trois cycles :

	Niveaux	Epaisseurs	Lithologie dominante
Cycle III	20	7 m	Argile blanche micacée finement gréseuse
	16-19	12,50 m	Alternance de grès sableux moyen et d'argile grise litée
	13-15	11 m	Alternance de grès fin, moyen et grossier
Cycle II	12		Dalle ferrugineuse à débris végétaux
	11	8,50 m	Argile blanche
	10	9,50 m	Alternance de grès fin et d'argile finement gréseuse
	8-9	5 m	Grès jaune moyen
Cycle I	6-7	6 m	Argile à lits de grès moyen
	3-5	6,10 m	Grès grossier à conglomératique
	2	0,60 m	Argile (sommet d'un cycle antérieur)

En l'absence de niveau repère caractéristique (exception faite de la dalle à débris végétaux, qui n'a sans doute qu'une valeur locale), ces successions de cycles peuvent servir dans les tentatives de corrélations entre des coupes de régions éloignées. En appliquant cette remarque aux coupes L

et M, il semble que l'on puisse raccorder les niveaux 15 à 24 de la première, aux niveaux 8 à 12 de la seconde. Dans les deux successions, ces termes correspondent à un cycle de nature et d'épaisseur comparables (respectivement 23 m et 29 m).

4. Coupe N

Mont Touringa, à l'Est du puits de Termit ouest

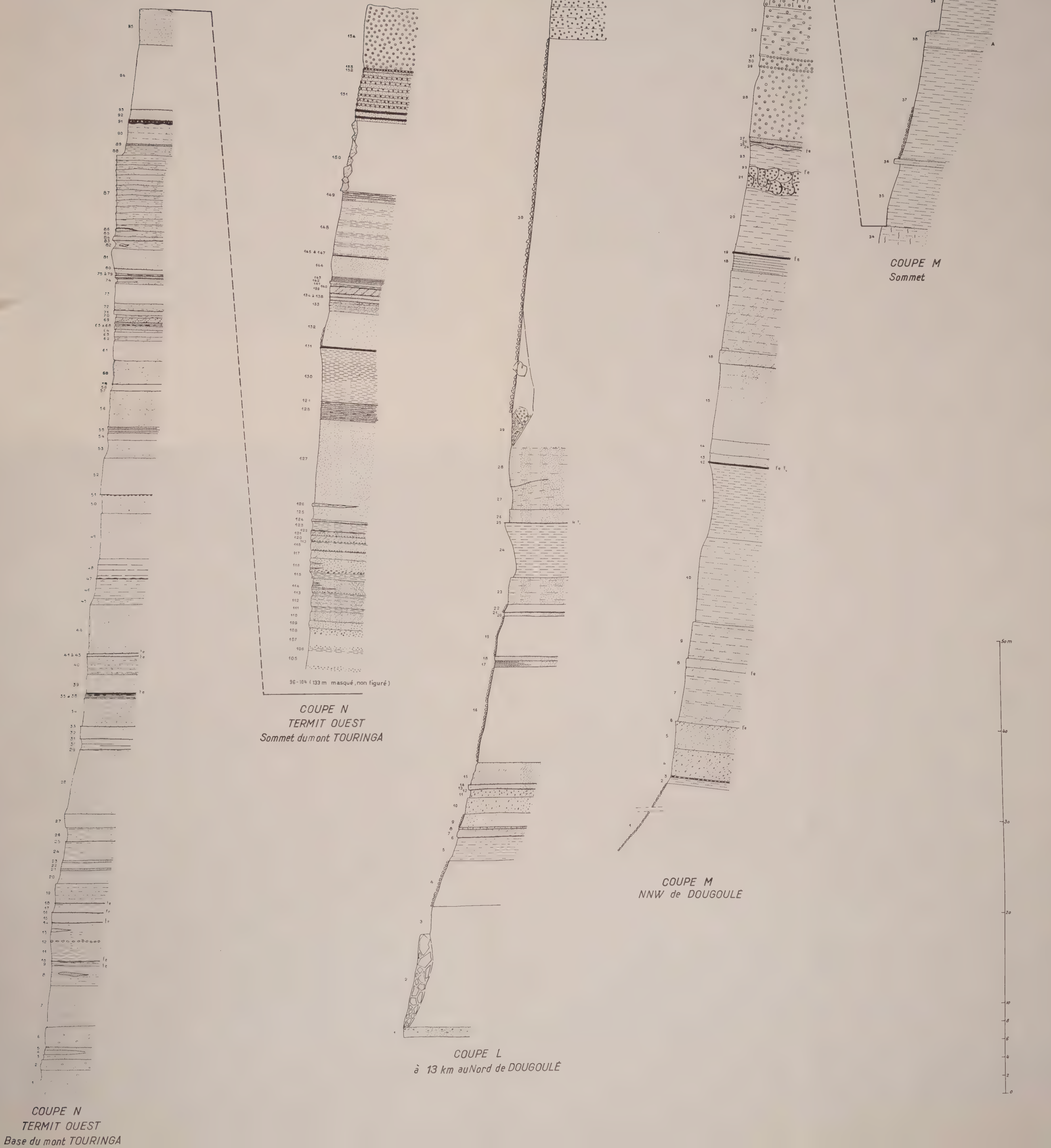
Le mont Touringa semble le point culminant du massif de Termit. Son sommet domine la plaine d'environ 325 m et atteint l'altitude approximative de 665 m, d'après les mesures effectuées au baromètre.

Les flancs de la montagne sont encombrés d'éboulis ferrugineux extrêmement développés, qui donnent une teinte sombre à l'ensemble du massif. Les entailles révélant le soubassement du recouvrement quaternaire sont rares et discontinues. La succession lithologique du massif donnée dans la figure 108 est la synthèse de plusieurs coupes partielles.

Grâce aux figurés conventionnels de la coupe, on pourra se reporter directement à la figure pour connaître la nature des 154 niveaux relevés. Nous n'en donnerons ci-dessous qu'un simple résumé (fig. 108) :

Niveaux	Puissances	
154	7 m	Oolithe ferrugineuse indurée, massive, à grains fin et moyen
151-153	6 m	Grès terreux rouge, à bancs ferrugineux ou oolithiques.
150	8 m	Grès très dur, moyen à grossier, ferrugineux, à stratification entrecroisée, en grands blocs éboulés
148-149	7 m	Argile blanche alternant avec des grès fins mauves et des plaques ferrugineuses
141-147	3,50 m	Grès fin mauve et grès jaune lité, alternant avec des plaques ferrugineuses et des argiles blanches ou grises peu épaisses
132-140	6,60 m	Grès fin à lits ferrugineux
131	0,15 m	Plaque ferrugineuse litée, micacée, comportant localement des galets d'argile blanche non ferrugineuse
128-130	8 m	Argile blanche et, à la base, grès très fin argileux à lits ferrugineux.
127	9,60 m	Grès moyen sableux, à stratification oblique
126	0,20 m	Lentille d'argile blanche
124-125	1,55 m	Grès moyen sableux, à stratification oblique
123	1 m	Argile blanche
116-122	4,60 m	Grès grossier à stratification oblique
111-115	4,20 m	Alternance de grès grossier et d'argile grise
107-110	4 m	Grès très grossier
105-106	2,20 m	Grès très grossier à lits d'argile
104	74,50 m	Masqué par des éboulis
103	0,50 m	Grès grossier roux à stratifications entrecroisées, en grosses dalles ferrugineuses.
102	19 m	(Masqué en partie). Grès sableux orangé à grain moyen.
100-101	1 m	Argile blanche
99	2 m	Grès fin
94-98	47 m	(Masqué en partie). Grès rose et jaune à petits débris d'argile; bancs à stratification entrecroisée de 15 cm
88-93	4,70 m	Grès fin blanc à lits ferrugineux et minces couches d'argile.
84-87	9,10 m	Alternance d'argile blanche, de lits de grès et de dalles ferrugineuses
53-83	23,20 m	Alternance d'argile blanche, de grès fin jaune roux, localement à stratification entrecroisée, et de lits ferrugineux en bancs de quelques centimètres à quelques décimètres.

FIG. 108. — Successions lithologiques dans la partie centrale du massif de Termit.
(Coupes L, M et N).



49-52	11,05 m	Grès fin à très fin, blanc, beige ou roux, homogène, en gros bancs à joints d'argile. Stratification onduleuse.
45-48	5,10 m	Alternance d'argile gréseuse litée et de grès argileux massif
39-44	6 m	Grès fin en bancs à stratification entrecroisée et lits d'argile blanche
30-38	5,80 m	Alternance de grès très fin et d'argile finement litée à lits ferrugineux
29	—	Légère discordance interne
19-28	16,70 m	Grès jaune fin homogène et argile grise ou blanche, alternant en bancs de 0,20 à 2 m
11-18	6,30 m	Alternance de grès fin à stratification entrecroisée et d'argile grise, avec quelques niveaux ferrugineux
10	—	Légère discordance interne. Lit ferrugineux
1-9	14,50 m	Argile grise et grès très fin tendre (sableux)
Total env. 320 m		

Dans la coupe N du mont Touringa (Termit ouest), l'ensemble correspondant à la formation oolithique de Dolle présente une vingtaine de mètres de puissance au sommet du massif. La formation de Termit constitue le reste de la montagne et a une épaisseur de 300 m sans qu'il soit possible d'y introduire de subdivisions. En ajoutant les niveaux cachés à la base de la falaise, plus une épaisseur correspondant à la profondeur des puits (qui n'ont pas rencontré les argiles de l'Aschia Tinamou ou de Kandel Bouzou, du soubassement de la plaine), on peut estimer que la formation de Termit a une puissance d'au moins 350 m.

Cette épaisse série détritique se caractérise, ici comme dans l'ensemble du massif, par une alternance assez finement stratifiée de grès fins, de siltstones et d'argiles gréseuses. Les grès grossiers ne dominent pas ici, comme par exemple dans les faciès du Tégama. Une autre caractéristique lithologique est l'existence de dalles ferrugineuses à tous les niveaux. Certaines de ces dalles correspondent certainement à des dépôts riches en fer, et non à une imprégnation secondaire, car des galets de kaolin blanc non ferrugineux peuvent s'y rencontrer. Enfin, la muscovite détritique est assez abondante dans tous ces faciès.

La succession du mont Touringa (coupe N) n'est pas suffisamment complète pour que les subdivisions en cycles qui pourraient y être tentées, soient valables. On remarque surtout une première partie d'environ 170 m de faciès fins dominants, en alternances rythmiques constituant, semble-t-il, vers la base, des cycles négatifs (à granulométrie croissante vers le haut). Dans les 90 m qui viennent ensuite, les grès grossiers sont bien représentés. Enfin, sous la formation grossière supérieure à oolithes, on trouve 37 m de faciès de nouveau plus fins.

C. — ÉTUDE DE LA PARTIE SEPTENTRIONALE DU MASSIF DE TERMIT ET DE LA RÉGION DE GOSSOLOROM

Au Nord de Termit ouest, on peut suivre l'extension des différents types lithologiques de la formation de Termit, qui constituent la majeure partie des affleurements. En plusieurs points, un banc peu épais d'oolithe ferrugineuse assez fine a été retrouvé et a servi de niveau repère pour isoler la formation de Dolle. Mais il ne serait possible de raccorder les niveaux d'une coupe à l'autre que par des études de grand détail, car la région est hachée par un réseau de failles très dense, qui la compartimente en blocs indépendants. En particulier, il n'y a pas continuité entre les différents affleurements du banc oolithique du Nord et ceux de la partie centrale du massif. Seul l'argument du faciès caractéristique de l'oolithe permet de les identifier, en se basant sur le fait que, dans le reste du massif, aucun niveau oolithique n'a jamais été rencontré dans la formation de Termit.

1. Coupe O

La coupe O notamment, à 28 km au NNE de Termit ouest, montre la présence de ce banc oolithique :

Niveaux	Puissances	
5	0,40 m	Dalle de siltstone ferrugineux lité
4	8 m	Lits ferrugineux à joints argileux blancs
3	2 env.	Argile silteuse jaunâtre
2	2,50 m	Banc d' <i>oolithe ferrugineuse</i> (éch. 1891 et 1892)
1	40 m	Alternance de grès grossier rose ou rouge, à stratification entrecroisée, et de grès silteux blanc, à dalles ferrugineuses

On remarque qu'ici les niveaux superposés à l'oolithe ont un faciès assez voisin de ceux de la formation de Termit.

Dans ce secteur, les pendages varient de 5 à 12° et sont dirigés vers le SSE. Le banc oolithique s'enfonce dans cette direction, alors que vers le Nord, les niveaux inférieurs affleurent largement sur une assez forte épaisseur. C'est le cas notamment dans la région de Norounga, où une butte élevée a montré la succession lithologique suivante, rapidement résumée :

2. Coupe P

Butte de Norounga, à l'Est de la piste chamelière de Sountel

4	m	Argile silteuse indurée, scoriacée
6	m	Grès fin
0,60	m	Argile blanche esquilleuse, assez franche et peu silteuse
130	m	Grès clair, moyen, à stratification entrecroisée. Zones grossières minces, à quartz de 2 mm. Quelques lits argileux et silteux tendres de 5 à 20 cm. Dans les 20 m inférieurs, la stratification est oblique et orientée vers le Nord
6	m	Grès jaune beige, tendre, à débris d'argile blanche
5	m	Grès jaune à petits nodules et fragments argileux
2	m	Argile gréseuse blanche, feuilletée
5	m	Grès silteux jaune beige
5	m	Argile blanche gréseuse ou silteuse, feuilletée
5	m	Grès fin tendre, argileux, rose
2	m	Grès sableux argileux blanc vif, bariolé par lits au sommet. Débris de bois <i>silicifié</i> sur les pentes à ce niveau
10	m	Grès sableux jaune lité à stratification entrecroisée et onduleuse
15	m	Niveau masqué jusqu'à la vallée par les éboulis et le sable
	env.	

Total env. 195 m

On notera l'absence de niveau ferrugineux dans cette succession, située sans doute assez bas dans la formation de Termit. La butte est au voisinage d'une grande faille relevant la série, avec un pendage sud assez net sur plusieurs kilomètres. L'ensemble se situe donc assez loin sous le banc oolithique de la coupe précédente.

Les bois *silicifiés* récoltés montrent une structure hétéroxylée typique, qui leur confère une affinité avec certains bois tertiaires. Ils sont très différents des bois silicifiés homoxylés habituels au Tégama et constituent un argument supplémentaire en faveur de l'âge sénonien ou tertiaire inférieur des niveaux du massif de Termit.

Un synclinal, encadré de failles et situé à 15 km au Nord-Nord-Est de Norounga, permet de retrouver des niveaux stratigraphiquement plus élevés, comprenant un banc d'oolithe ferrugineuse. Dans cette région, la succession lithologique est la suivante, de haut en bas :

3. Coupe Q

45 km au Nord de Termit ouest

2	m	Dalle de grès et siltstone ferrugineux
2	m	Grès beige marron à saumon (éch. 1881)
4	m	Grès argileux lité blanc, beige et rosé. Sommet bariolé de taches
2	m	Grès fin saumon
2	m	Grès argileux fin, blanchâtre, à traces violettes
1	m	Grès beige à rose saumon à stratification entrecroisée. Assez fin, lité, à vacuoles
2	m	Grès très fin argileux blanc, à traces violettes. Surface vacuolaire
0,50	m	Dalle ferrugineuse formant plateau. <i>Traces végétales cannelées</i> (éch. 1880).
2	m	Grès rose beige homogène, à stratification entrecroisée
4	m	Grès argileux très fin, blanc, lité. Quelques niveaux plus franchement gréseux, beiges et micacés.
0,50	m	Dalle argileuse blanche
2	m	<i>Oolithe ferrugineuse</i> très fine indurée
0,50	m	<i>Oolithe</i> très fine, litée, à zones ferruginisées ondulées (éch. 1877, 1878)
2	m	Grès très fin, argileux, blanc.
4	m	Grès grossier rose brun, à stratification entrecroisée, avec de grandes dalles de 1 m de grès fin blanc
4	m	Dalles de grès très fin silteux blanc
2	m	Grès fin argileux ou silteux rose ou blanc, à sphères ferrugineuses creuses de 20 cm de diamètre.
10	m	Grès fin blanc, à zones grossières roses, à grande stratification entrecroisée bien marquée.
15	m	Grès très fin lité, rose, avec quelques lentilles sableuses
20	m	Grès bariolé en lits très fins, grès silteux et grès argileux

Total 81,50 m

Les oolithes ferrugineuses, très fines, sont très semblables à celles des coupes O et M. Leur mode d'induration ferrugineuse secondaire, suivant des zones contournées, est le même que dans cette dernière coupe. Mais ici, comme dans tout le Nord du massif, la couche oolithique a une épaisseur très réduite.

On retrouve le même niveau à 15 km au Nord-Est, dans le dernier groupe de collines du massif de Termit, qui sont alignées le long d'un réseau serré de failles parallèles :

4. Coupe R

56 km au NNE de Termit ouest (20 km au Nord de Norounga)

0,20	m	Dalle ferrugineuse à grain fin. Traces diverses en forme de pistes
1	m	Grès saumon à stratification entrecroisée
1,50	m	Grès argileux, très fin, lité, blanchâtre
1,50	m	Grès assez fin rose beige saumon
3,50	m	Dalle de grès ou de siltstone argileux, lité, blanchâtre
3,50	m	Grès très fin silteux ou argileux, rose pâle. Surface scoriacée
0,50	m	Dalle de grès ferrugineux noir
2,50	m	Grès lité assez fin
3	m	Argile silteuse blanc jaunâtre

0,50 m	Oolithe tendre rose ou saumon
2 m	Argile gréseuse blanc jaunâtre
15 m	Grès rose à stratification entrecroisée, plus sombre vers le haut

Total 34,7 m

On constate un amincissement du niveau oolithique qui est supporté par des grès à stratification entrecroisée et surmonté de grès très fins et de siltstones clairs. Le banc d'oolithe est le plus septentrional observé dans la région.

Les pendages ont ici une valeur de 10 à 15° vers le Nord-Est. Dans les collines voisines, on peut observer de nombreuses structures plissées le long des failles.

Au Nord de ces dernières collines, rattachées au massif de Termit, les affleurements deviennent très dispersés entre les dunes. Les successions qui peuvent être relevées sont toujours assez limitées. Mais tous les affleurements de roches sédimentaires examinés dans la région de Sountellane et de Gossolorom présentent des faciès qui permettent de les rattacher à l'ensemble lithologique de la formation de Termit.

De plus, un fait nouveau caractérise cette région : des intrusions de roches basaltiques apparaissent assez fréquemment sous forme de neck, de cratères ou de coulées. Elles se situent à côté des longues fractures marquées par des alignements de grès silicifiés qui se suivent sur des dizaines de kilomètres. Au voisinage immédiat du basalte, les grès sont généralement quartzifiés et revêtent un aspect rappelant les faciès de quartzites caractéristiques des formations de Fachi ou d'Achegour (Crétacé inférieur). Il s'agit là d'une simple convergence due à des actions secondaires; la présence de siltstone lité à dalles ferrugineuses confirme que tous ces affleurements appartiennent bien à la formation de Termit.

5. Coupe S — Le piton de Sountellane sud

(Fig. 109)

Haut de 50 à 60 m, ce neck est couvert d'éboulis constitués par les fragments de prismes de roche basaltique. Ces prismes, de 20 à 40 cm de diamètre, sont de forme assez irrégulière, parfois hexagonale.

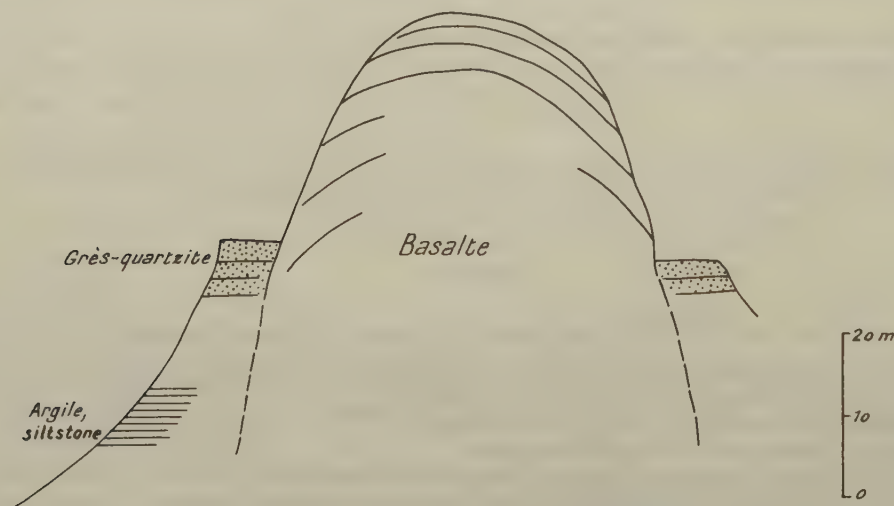


FIG. 109. — Piton de Sountellane sud.
(Coupe S).

Le neck traverse des siltstones à dalles ferrugineuses et des grès de la formation de Termit. Les grès sont quartzifiés au contact. Des lambeaux de ceux-ci sont conservés jusqu'à mi-hauteur du piton. A son pied, les sédiments sont traversés de failles nord-nord-ouest sud-sud-est, dont l'une est soulignée par un filon de basalte.

A 4 km plus à l'Ouest, on observe des tufs volcaniques mêlés de quartz détritique, et qui englobent deux coulées de basalte (fig. 110).

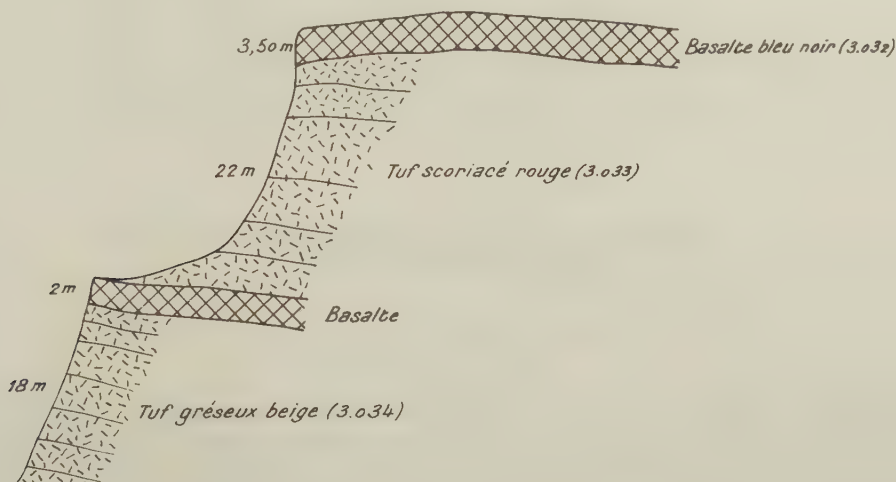


FIG. 110. — Coupe à 4 km à l'Ouest de Sountellane sud.

6. Coupe T — Le Crétacé de Gossolorom

Au Sud du mont Gossolorom ouest, à l'Est d'une faille, une petite falaise peu élevée, dont les couches offrent un pendage de 10 à 17° vers le Nord-Est, montre la succession suivante (coupe T) :

—	Plaques ferrugineuses à traces végétales (éch. 3039)
8 m	Argile blanche finement gréseuse, litée, bariolée
0,50 m	Grès rose à grain moyen, à stratification oblique
4 m	Argile blanche massive (éch. 3038)
—	Argile silteuse litée

Total 12,5 m

Les empreintes végétales ont des « nervures parallèles sans interruptions nodales rappelant des structures superficielles de Graminées ou de Palmiers, mais qui peuvent appartenir à d'autres groupes » (BOUREAU, *in litt.*).

Au Nord-Ouest du massif, on peut observer 50 m de grès très fins et de siltstones alternant en lits de quelques centimètres, avec une intercalation de 3 m de grès rose à grain moyen vers la base. Ces grès, parfois recouverts de lambeaux de basalte, constituent le substratum du volcan.

Le cratère de Gossolorom est un appareil complexe de deux kilomètres de diamètre. Le rebord extérieur est formé de tufs et de lapilis, à bombes torsadées de basalte. Ces formations se présentent en dépôts stratifiés, fortement inclinés vers l'extérieur. Localement, des coulées d'un basalte bleu noir reposent sur les tufs. Ce basalte massif peut supporter du basalte vacuolaire scoriacé. La partie interne du cratère montre des tufs scoriacés rouges non stratifiés et des lambeaux de coulées de basalte compact ou ponceux.

Plus au Nord, on peut encore observer des manifestations volcaniques dans les monts Gossolorom Daba et Yalanga : brèches volcaniques, coulées de basalte massif, surfaces de coulées scoriacées, etc... Le substratum, qui apparaît entre les appareils et les dunes vives, est toujours constitué de grès ou de siltstones appartenant à la formation de Termit.

Les difficultés d'accès et de ravitaillement en eau dans ce secteur ne nous ont pas permis, dans le cadre de la reconnaissance qui nous était imposé, d'étudier en détail les appareils volcaniques de Gossolorom. Nous ferons simplement remarquer que ce volcanisme, lié à des fractures qui recoupent les formations de Termit et de Dolle, est, au plus, d'âge tertiaire. L'aspect général des tufs, des projections et des coulées liés aux cratères, leur donne une allure très récente, sans doute quaternaire. Cependant, les pièces néolithiques prélevées en abondance sur les appareils et à leur pourtour immédiat, prouvent que les volcans se sont éteints avant cette période.

D. — PÉTROGRAPHIE DES ROCHES SÉDIMENTAIRES DU MASSIF DE TERMIT

1. Formation de Termit

Une trentaine de lames minces taillées dans les roches de la formation de Termit montrent une gamme variée de types où tous les intermédiaires existent entre les siltstones les plus fins avec ou sans ciment argileux, les grès fins, les grès moyens et les grès grossiers. Dans beaucoup d'échantillons, la muscovite est présente, parfois abondante. Les feldspaths, au contraire, sont toujours très rares ou absents. Le grain est relativement plus homogène que dans les grès du Tégama, mais on note souvent des grains très gros, dispersés dans une matrice de granulométrie beaucoup plus fine. Enfin, les minces niveaux à ciment ferrugineux ont également des quartz de granulométrie variée. On trouvera ci-dessous quelques descriptions sommaires d'échantillons types :

a) GRÈS FIN ARGILEUX A MUSCOVITE, BLANC (éch. 3079, coupe C, niveau 8)

Les quartz, à faible indice de sphéricité et assez anguleux, ne sont pas jointifs. Ils ont une dimension moyenne de 160 μ , quelques grains atteignant 360 μ . La muscovite détritique est très abondante en grandes lames de 400 μ , pouvant dépasser un millimètre sur l'échantillon. Le fond est constitué d'un ciment argileux abondant qui constitue sans doute plus du quart de la roche.

b) SILTSTONES GRÉSEUX A CIMENT KAOLINIQUE (éch. 3100, coupe F, niveau 6)

Les quartz ont une dimension un peu inférieure à 60 μ , mais on note quelques gros quartz dispersés atteignant 600 μ . Des lames de muscovite altérée, polarisant assez faiblement, sont réparties dans un ciment argileux, sans doute kaolinique.

D'autres échantillons assez semblables ont un ciment très réduit et sont constitués essentiellement de grains de quartz très fins (atteignant même la dimension des silts), plus homogènes et jointifs.

c) KAOLINS ET ALUNITE (éch. 3090, 3091, 3097, 3098, 3121, 3122, 3125 et 3128)

Les lames taillées dans les niveaux essentiellement argileux montrent souvent des quartz assez anguleux, parfois légèrement corrodés, de taille variable allant de plusieurs millimètres à quelques μ .

Tous les intermédiaires existent dans les échantillons entre les grès à ciment argileux, les kaolins gréseux et les kaolins purs.

Dans certaines lames, on observe des traces de muscovite altérée et il semble que l'alunite est plus abondante dans les roches où la muscovite est détruite. Cette remarque sera prise en considération dans le chapitre traitant de la genèse des alunites (p. 427).

COMPOSITION APPROCHÉE DES KAOLINS ET ALUNITES DU MASSIF DE TERMIT

Nature des échantillons	3022	3083	3085	3086	3087	3088	3089	3090	3091	3092
Quartz	32	30	35	30	5	44	-	35	8	68
Kaolinite ..	62	60	60	60	13	51	14	55	88	25
Illite, mica	-	T	T	T	-	-	-	-	-	-
Alunite	0	0	T	0	82	T	75	6,6	T	T

Nature des échantillons	3094	3095	3096	3097	3098	3099	3101	3102	3103	3104
Quartz	20	57	10	28	32	-	40	2,5	36	10
Kaolinite ..	75	38	38	52	46,5	70	52	94	37	84
Illite, mica	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Alunite ...	T	T	42	12,4	14	30	-	T	T	T
Oxyde de fer et de Mn }	-	-	-	-	-	-	-	-	25	-

Nature des échantillons	3106	3107	3110	3120	3121	3122	3123	3124	3125	3126
Quartz	40	45	13	38	13,5	13	53,5	-	15	49
Kaolinite ..	40	45	79	50	80	83	44	96	80,6	46
Illite, mica	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Alunite	16	T	T	T	T	-	-	-	-	-

Nature des échantillons	3127	3128	3132	3133	3134	3135	3136	3141	3147	3154
Quartz	60	8	-	-	8	-	10	12	35	60
Kaolinite ...	25	75	76	-	82	81	76	70	55	31
Illite, mica	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Alunite ...	12	13	18	95	8	12	9,4	-	T	T
Oxyde de fer	-	-	-	-	-	-	-	14	-	-

Nature des échantillons	3161	3161 bis	3163	3173	3174	3176	3177	1895
Quartz	-	3	45	48	19	23	7	-
Kaolinite ..	44	35	48	45	76	72	65	-
Illite, mica	-	-	-	-	-	-	-	-
Alunite	37	60	-	-	-	-	20	98

48 analyses chimiques ont été réalisées sur des roches à aspect kaolinique du massif de Termit. Dans 33 cas, l'alunite est présente au moins à l'état de traces. Dans 18, elle constitue plus de 5 % de la roche, dans 15 plus de 10 %, dans 8 plus de 20 %. Enfin, sur ce lot, 5 échantillons sont des alunites vraies (plus de 50 % d'alunite ou de natroalunite).

Dans le tableau précédent, nous avons groupé les calculs de composition approchée de ces échantillons, d'après les analyses chimiques figurant en annexe.

Les niveaux situés sous la discordance de Termit sud sont de teinte claire, généralement blanche, et sont extrêmement pauvres en fer. Il semble que l'altération qu'ils ont subie soit responsable des phénomènes suivants : décoloration, perte du fer, altération de la muscovite, kaolinisation (en partie), alunitisation, corrosion de certains quartz. Il est possible que ces phénomènes soient à rapporter à la même altération que celle qui a conduit à l'élaboration des bauxites d'Agadem. Mais il s'agirait ici d'une zone plus profonde de cette altération.

d) QUARTZITE DES ZONES FAILLÉES AU NORD DU MASSIF

(éch. 1882, 1883, 467, 3024, 3046 et 3047)

Au Nord de Termit ouest, et surtout le long des failles et dans la région volcanique de Gosso-lorom, certains échantillons de grès sont fortement indurés et passent à des quartzites.

Les grès les plus grossiers semblent particulièrement aptes à subir une quartzification qui paraît en rapport avec la perméabilité de la roche.

Les grains de quartz deviennent jointifs par nourrissage. L'épaisseur du quartz secondaire orienté sur les grains détritiques est variable et peut atteindre 20 à 40 μ . On peut parfois distinguer plusieurs couches successives.

Dans la même région, les roches qui ne sont pas atteintes par la silicification sont semblables à celles de la partie centrale du massif. On remarque, en particulier, la fréquence des roches bien litées, formées d'une alternance de couches gréseuses, silteuses et argileuses, et souvent riches en muscovite.

2. Formation de Dolle

a) LES GRÈS

(éch. 1903 et 3157)

A Termit sud, les grès qui surmontent les oolites sont souvent grossiers ou conglomératiques. Les gros quartz sont peu sphériques, relativement arrondis; leur dimension moyenne atteint couramment 800 μ ; ils sont associés à des grains de plusieurs millimètres, constitués de quartz ou de débris de quartzite à grains engrenés, parfois à extinction roulante. Une pellicule d'oxyde de fer discontinue entoure les quartz presque jointifs. Dans d'autres échantillons, le ciment de kaolin est abondant. Au voisinage du sommet des affleurements, on note une imprégnation ferrugineuse secondaire qui peut être importante et conduire à des roches très indurées.

b) LES ROCHES A OOLITHES ET PISOLITHES FERRUGINEUSES DU MASSIF DE TERMIT

(éch. 1902, 3051, 3115, 3131, 3144, 3152, 3156 et 3170)

L'observation au microscope des oolites et des pisolites du massif de Termit s'avère plus difficile que pour celles de la région d'Agadem. En effet, l'altération secondaire des oolites sédimentaires aboutit ici à une induration et à une transformation des hydroxydes de fer en un matériel assez opaque aux rayons lumineux.

Les oôides de goethite, sphériques ou ellipsoïdales, ont des dimensions variables, échelonnées de 200 μ à près de 2 mm. La structure des enveloppes successives régulièrement concentriques, encore visible dans certains oôides, peut être oblitérée par une recristallisation secondaire. Des craquelures internes, recoupant les enveloppes, peuvent être remplies d'hydroxyde de fer. Celui-ci est mieux cristallisé et polarise plus franchement que la goethite des enveloppes. Enfin, il n'existe généralement pas de *nucleus* visible et, dans le cas contraire, il s'agit d'un débris d'oxyde de fer, parfois d'un fragment d'oolithe où l'on distingue encore des enveloppes.

Les oolithes aplaties sont disposées en tout sens. Ceci montre qu'elles se sont déposées postérieurement à leur genèse, en même temps que se sédimentaient les quartz détritiques. La présence d'oolithes brisées confirme cette observation.

Les quartz détritiques sont abondants dans la matrice des roches oolithiques du Sud du massif, et plus rares dans celles du Nord, à partir de Termit ouest. Ils sont de taille très variable (100 μ à 1 000 μ). Leurs contours sont irréguliers et paraissent corrodés.

Le ciment est constitué d'un hydroxyde de fer moins translucide en lumière naturelle et plus biréfringent en lumière polarisée que celui des oôides. Il a subi des modifications secondaires plus importantes encore que celles des oôides. Il prend parfois un aspect concrétionné et peut être alors, en partie, constitué d'hydroxyde recristallisé en fibres perpendiculaires aux vides qui séparaient les oôides. On y observe parfois des pisolithes de concrétionnement englobant des grains de quartz, des fragments ferrugineux et des oôides.

Les niveaux conglomératiques situés à la base du faisceau oolithique de Termit sud, comprennent des galets de grès hétérogène grossiers, à ciment ferrugineux concrétionné. Les quartz, de 100 à 1 600 μ , sont fortement corrodés. Dans la matrice, entre les galets, on peut voir des oôides (parfois cassés et associés à des quartz détritiques) qui sont semblables à ceux des bancs supérieurs.

c) FORMATION A OOLITHE DU NORD DE TERMIT

(éch. 1876, 1878 et 1881)

Les niveaux oolithiques du Nord de Dougoulé et de Termit ouest présentent généralement moins de structures pisolithiques secondaires que ceux de Dolle. Les quartz détritiques mêlés aux oolithes ont des dimensions variables, qui s'étalent entre 60 μ et plus d'un millimètre. Ils sont parfois peu abondants et l'on peut être en présence d'une roche uniquement constituée d'oxyde de fer oolithique. Les oolithes ont généralement moins d'un millimètre de diamètre, la dimension la plus fréquente étant voisine de 250 μ . Elles sont constituées de couches régulièrement concentriques de goethite translucide en lumière naturelle. Le *nucleus*, rarement visible, est parfois formé par un fragment d'oôide brisé. Le ciment des oolithes non jointives est constitué d'oxyde de fer opaque et de couleur plus sombre.

A l'affleurement, l'oolithe peut être fortement indurée. Elle prend alors une teinte noire, qui est due à une transformation de l'oxyde de fer devenu parfaitement opaque en lame mince.

Les niveaux superposés à ces oolithes ont une granulométrie plus fine qu'à Termit sud. Ils sont souvent argileux ou silteux avec des quartz de 20 à 50 μ mêlés à un ciment argileux, probablement de kaolinite, et admettant quelques gros quartz dispersés.

Le niveau oolithique peu épais de l'extrémité nord du massif rappelle, par son faciès, celui de Dougoulé. Lorsqu'elle n'a pas subi d'induration secondaire, la roche est tendre, car le ciment argileux qui enrobe les oôides peut être abondant. Une plaque mince permet d'observer des oôides écrasés entre les quartz détritiques. Ceux-ci semblent avoir pénétré dans les oolithes déformées, alors qu'elles étaient encore molles. Il est possible de suivre le dessin des enveloppes qui sont localement déplacées par ces déformations mécaniques secondaires. Ce phénomène paraît en relation avec la compaction de la roche.

Dans cette dernière région, comme dans la partie centrale du massif, les bancs oolithiques sont associés à des siltstones, alors que dans la zone sud les grosses oolithes sont associées à une forma-

tion plus grossière qui comprend même des conglomérats. Cependant, les grès saumon superposés aux siltstones, notamment dans la coupe Q, sont constitués de grains de quartz de 300 à 400 μ , assez sphériques et bien arrondis. Des quartz isolés, de plus d'un millimètre, sont également présents. Ces grains, jointifs ou tangents, sont entourés d'une pellicule irrégulière et parfois fibreuse d'oxyde de fer translucide.

Il n'y a pas continuité sur le terrain entre les bancs d'oolithe du Sud et du Nord du massif de Termit. Cependant, le fait de n'avoir jamais observé plusieurs faisceaux oolithiques superposés, dans les nombreuses coupes de falaises relevées, nous autorise à admettre l'existence d'une seule formation oolithique pouvant servir de faisceau repère. L'examen pétrographique des échantillons vient confirmer cette façon de voir, car les différences restent mineures et sont souvent dues à des causes secondaires.

d) CONCLUSIONS SUR LES NIVEAUX OOLITHIQUES DE TERMIT

D'une façon générale, les observations concordent avec celles faites sur les formations oolithiques d'Agadem. On est en présence, dans les deux cas, d'un dépôt qui comprend des grès et des oolithes ferrugineuses plus ou moins gréseuses ou argileuses. Mais les roches résultant de ces dépôts ont subi des transformations secondaires qui viennent se superposer à leur structure primitive. Il s'agit essentiellement d'une réorganisation des oxydes de fer qui est sans doute le résultat d'altérations climatiques. Celles-ci entraînent un réarrangement du fer se faisant principalement dans ces niveaux privilégiés. Le fer, comme nous l'avons vu, prend généralement des formes pisolithiques dont les dimensions et l'aspect restent assez constants pour un banc donné. Bien que ce phénomène ne soit pas entièrement éclairci, on peut supposer que des propriétés particulières à chaque banc, telles que la porosité, la perméabilité et la richesse relative en fer, en argile et en quartz, ont pu contrôler le mode et la forme de la répartition secondaire du fer, pendant l'altération. Ces transformations semblent assez récentes, car elles affectent de façon préférentielle le Sud du massif. Or, la morphologie actuelle y est restée beaucoup plus proche de la topographie du Quaternaire ancien que dans le Nord, où le relief plus accentué n'a pas conservé les bancs oolithiques en grandes surfaces structurales. Par conséquent, une partie importante des transformations subies par ces roches peut être liée aux périodes humides du Quaternaire.

E. — RÉSUMÉ DES PRINCIPAUX CARACTÈRES DES FORMATIONS DU MASSIF DE TERMIT

1. *Formation de Termit*

Lithologie : Alternance de grès assez fins à lentilles grossières, de siltstones et d'argiles kaoliniques. Présence de plaquettes ferrugineuses. Niveaux riches en muscovite détritique. Litage assez fin; stratification oblique et entrecroisée.

Epaisseur : Plus de 300 m. *La limite supérieure est souvent une limite d'érosion.*

Flore : Bois silicifié hétéroxylé d'Angiosperme dicotylédone (rare). Empreintes à nervures parallèles de Graminées ou de Palmiers probables. Bois ferruginisé, à structure fibreuse rappelant celle des Palmiers.

Age supposé : Sénonien supérieur et peut-être Paléocène. La limite supérieure est le « Continental terminal », généralement discordant.

Equivalence : Formation de Bilma. Formation de Galhama. En Nigeria « Gombe sandstone », « Rima group », « Upper sandstone » (?) (voir p. 48).

2. Zone d'altération de la partie supérieure de la formation de Termit

Lithologie : Transformation des termes proches de la paléosurface d'érosion : décoloration, kaolinisation, alunitisation, corrosion des quartz.

Epaisseur : L'alunite se rencontre jusqu'à une cinquantaine de mètres sous la discordance. La partie supérieure du profil d'altération manque sans doute.

Age supposé : Eocène. Postérieur à la formation de Termit, à son plissement et à son érosion. Antérieur au « Continental terminal ».

Equivalence : Zone d'altération à bauxite et kaolin d'Agadem. Bauxite de Gaya et de Kogabo (?) (H. HUBERT, 1912). Nodules d'alun du Rima group du Sokoto (?). Alunite et kaolin du Niger occidental.

Autres modifications du faciès :

Quartzification des grès et siltstones dans les zones faillées et aux abords immédiats des intrusions basaltiques.

3. Formation de Dolle

Lithologie : Grès grossiers conglomératiques, grès argileux, kaolins gréseux. Bancs oolithiques et pisolithiques ferrugineux.

Epaisseur : 0 à 90 m (la limite supérieure étant une limite d'érosion et la majorité des dépôts ayant été déblayée).

Flore : Traces et empreintes végétales cannelées, rappelant celles que l'on trouve associées dans certains gisements à des Dicotylédones.

Age supposé : Tertiaire. Sans doute *Post-Eocène moyen (Oligo-Miocène ?)*. Repose sur le Sénonien supérieur-Paléocène (?) après une assez longue période, occupée successivement par des plissements, une érosion et une altération.

Equivalence : Formation d'Homodji. Formation de Zaouzaoua (Niger) « Continental terminal s.s. » du Niger occidental. Formation de Kerri-Kerri et formation d'Ako, de la Nigeria.

Altération : Imprégnation ferrugineuse des grès. Concrétionnement ferrugineux souvent pisolithique, s'effectuant préférentiellement dans certains niveaux d'oolithes ferrugineuses sédimentaires. Kaolinisation secondaire possible. Alunitisation plus rare (observée en un seul point).

F. — TECTONIQUE ET HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Dès le premier examen, le massif de Termit montre des traces d'actions tectoniques plus intenses que les régions examinées précédemment, à l'exception de celle du Téfidet.

L'aspect tabulaire des plateaux est localement troublé par des pendages qui atteignent et dépassent couramment 5°. Au Nord du massif notamment, un réseau de failles parallèles, dirigé NW-SE, hache les grès, qui affleurent sous forme de longues collines alignées sur les fractures.

Entre les failles, les compartiments sont légèrement plissés et présentent des pendages importants en bordure des zones disloquées.

Les observations faites dans le Sud du massif et sur lesquelles nous avons déjà insisté, montrent clairement l'existence de deux formations distinctes, séparées par une discordance : l'inférieure, appelée formation de Termit est très nettement plissée; la supérieure, nommée formation de Dolle, est beaucoup moins déformée. Une faille WNW-ESE longe le bord du massif et semble responsable de l'inclinaison locale de la formation inférieure, dont les pendages dépassent parfois 25° en direction de l'occident. Cette faille a rejoué par la suite, après le dépôt de la formation oolithique, puisqu'elle la recoupe avec un rejet de plusieurs mètres (fig. 111).

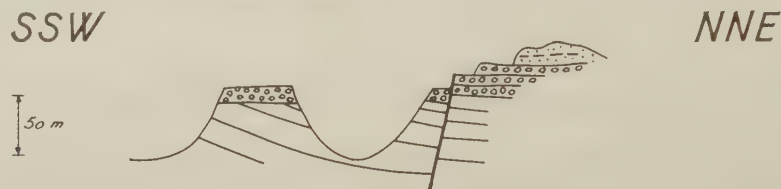


FIG. 111. — Schéma de la discordance et de la faille de Termit-Sud.

Un synclinal situé au Nord de Dougoulé affecte la formation à oolithes, qui peut se redresser brutalement le long d'une faille nord-ouest et présenter des pendages supérieurs à 35° , atteignant même localement la verticale (fig. 112).

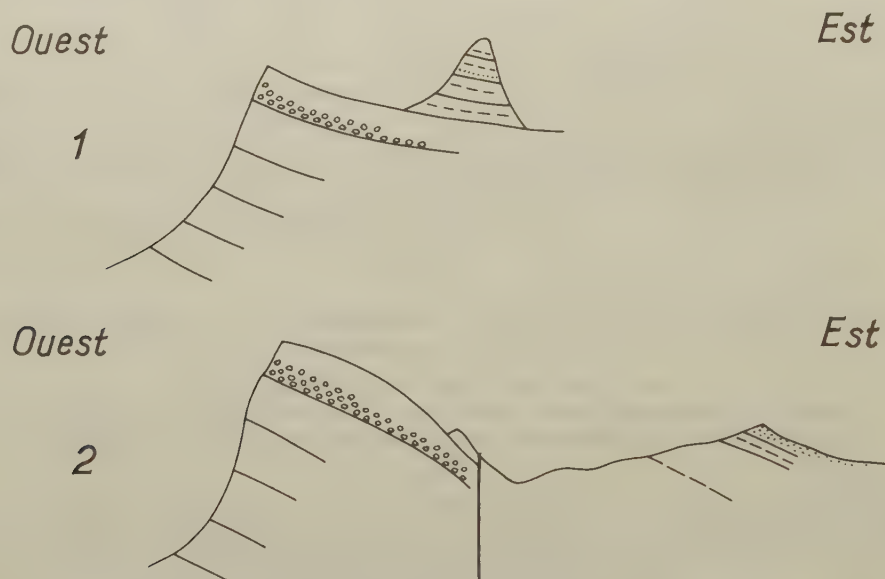


FIG. 112. — Croquis du bord ouest du synclinal à 13 km au Nord de Dougoulé.

Enfin, dans la région de Sountellane et Gossolorom, les appareils volcaniques sont en relation avec des failles profondes dont les derniers rejeux sont certainement récents.

Les directions tectoniques de cette dernière région sont dans le prolongement des fractures du fossé du Téfidet. Il y a tout lieu de croire à la continuité, sous l'erg du Ténéré, de cette zone étroite intensément tectonisée, qui semble d'ailleurs se poursuivre également vers le Nord du Lac Tchad.

On peut tenter de reconstituer dans l'ordre chronologique l'histoire tectonique et géologique de la région de Termit :

— Au Sénomien inférieur et moyen, l'épaisse série argileuse, à faune marine, de l'Aschia Tinamou correspond à une zone abaissée, sans doute en forme de sillon assez profond, à l'écart des apports détritiques terrigènes.

— Vers le Sénomien supérieur et sans doute jusqu'au Paléocène, l'enfoncement se poursuit, permettant ainsi l'accumulation de plus de 300 m de dépôts assez fins, riches en muscovite. Des niveaux détritiques grossiers, ainsi qu'une flore continentale, témoignent d'un changement de sédimentation : il s'agit cette fois d'une étape régressive dans le cycle sédimentaire. Il est probable qu'une partie importante de ces dépôts s'est accumulée un peu au-dessus du niveau de la mer. Des discordances internes, à valeur locale, indiquent de légers mouvements du sol, qui annoncent les événements de la phase suivante.

— Vraisemblablement vers le début de l'Eocène, des mouvements tectoniques plus intenses conduisent à l'émersion. Ils donnent lieu à des plissements et à des reliefs qui sont attaqués par l'érosion. Il en résulte une surface légèrement ondulée.

— A l'Eocène, cette surface d'érosion semble avoir présenté une certaine stabilité, au cours d'une longue période de calme tectonique. Sous l'effet d'agents atmosphériques actifs, elle a subi une altération profonde. On observe notamment la destruction de la muscovite, et la formation de kaolinite et d'alunite. Les oxydes de fer semblent lessivés en haut de la zone d'altération. Une partie en est peut-être fixée dans quelques niveaux privilégiés (dalles ferruginisées de la formation de Termit).

— Par la suite, des mouvements négatifs abaissent cette zone d'altération. La sédimentation du « Continental terminal » s'établit dans les aires déprimées. Des conglomérats comblent localement les irrégularités de la surface précédente. Puis, des apports riches en fer aboutissent au dépôt d'oolithes ferrugineuses mêlées de quartz détritiques terrigènes. Des bancs d'oolithes peuvent ainsi s'accumuler sur plus de 20 m d'épaisseur. Ils sont suivis de grès argileux plus ou moins grossiers qui témoignent de l'existence d'aires soulevées assez voisines. Ces dépôts sont considérés comme post-éocènes moyens, c'est-à-dire approximativement oligocènes et miocènes.

— A une époque que l'on ne peut préciser, mais qui se situe sans doute vers la fin du Tertiaire, de nouveaux mouvements positifs entraînent l'arrêt de la sédimentation. Des plissements locaux et des failles importantes affectent la formation oolithique. Les failles plus anciennes jouent également.

Le soulèvement est inégal. Il s'accompagne d'un basculement vers le Sud, où la cuvette du Tchad se dessine. Actuellement, les oolithes sont à 650 m d'altitude à Termit ouest, alors que 50 km plus au Sud, elles ne sont plus qu'à 375 m (pente moyenne d'un tiers de degré). Au Nord de Termit ouest, un enfoncement local, avec plissement, a lieu dans le prolongement du fossé du Téfidet.

Des appareils volcaniques apparaissent vraisemblablement au début de cette époque, notamment les necks basaltiques maintenant dégagés de leurs grès encaissants.

Les zones soulevées sont violemment attaquées par l'érosion, ce qui conduit à une morphologie dans laquelle les anciens dépôts du « Continental terminal » peuvent être perchés à plus de 300 m au-dessus des plaines voisines.

— L'évolution de la morphologie s'est sans doute faite en plusieurs étapes. Des lambeaux de terrasses à galets d'oolithes ferrugineuses en marquent un ou plusieurs stades. Enfin, dans ce nouveau cadre topographique, s'effectuent les dépôts du Quaternaire, où l'on note des successions de dunes et de diatomites lacustres. Dans le même temps, les affleurements subissent des ferruginisations. Les volcans à cratères de tufs et lapillis ont sans doute surgi également dans le cadre morphologique du Quaternaire, car, malgré leur fragilité, ils n'ont pas été détruits par l'érosion.

G. — CONCLUSION — COMPARAISON AVEC LES RÉGIONS VOISINES

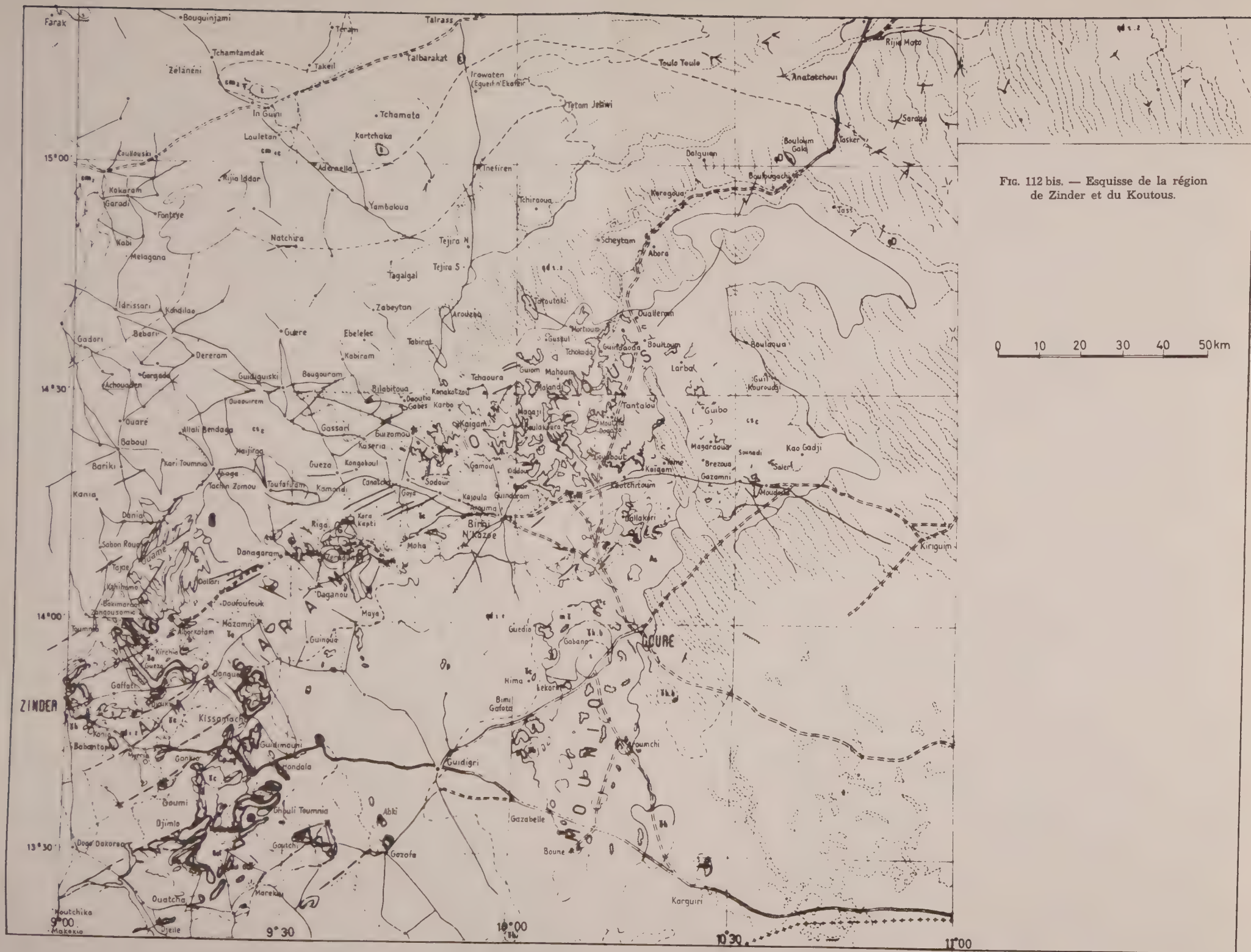
Des analogies apparaissent entre l'histoire géologique des régions de Termit et d'Agadem. Mais le Sénonien marin épais de l'Ouest se présente sous un faciès argileux moins « littoral » que les grès à Lamellibranches d'Agadem. Le Sénonien supérieur-Paléocène y est plus épais et plus violemment plissé et faillé, ce qui permet d'observer parfois très nettement la discordance du « Continental terminal ». Dans les deux régions, cette discordance se fait sur une paléosurface d'érosion fortement altérée.

Le « Continental terminal » du Sud du massif de Termit est très semblable à celui d'Agadem et d'Homodji. Mais les phénomènes tectoniques postérieurs y sont plus intenses puisque, comme nous l'avons vu, l'oolithe peut être violemment plissée et faillée.

L'évolution morphologique et les dépôts du Quaternaire sont ensuite semblables dans les deux régions. Cependant, les volcans de Gossolorom indiquent que les actions tectoniques restent encore notables dans le secteur nord de Termit, alors que les mouvements de bascule se produisent sans fracture majeure dans les régions voisines.

Au moins depuis le Sénonien, la région de Termit s'est comportée dans l'ensemble étudié comme une zone particulière, et ceci pour deux raisons. D'une part, l'épaisseur des dépôts y est plus considérable et, d'autre part, la tectonique (plissement, fracturation), accompagnée d'éruptions volcaniques dans les dernières phases y est plus intense.

Cette région se situe dans le prolongement du fossé du Téfidet. Ainsi, l'histoire géologique d'une zone étroite qui s'étend de l'Air au Tchad nous apparaît avoir été caractérisée pendant une longue période par une certaine constance dans les actions tectoniques cassantes. La direction nord-ouest sud-est de cette « chaîne » crétacée et tertiaire, oblique par rapport aux directions du bassin sédimentaire et de son socle, appartient sans doute au réseau de fractures majeures du continent africain.



CHAPITRE VI

LE KOUTOUS ET LA RÉGION SITUÉE AU NORD DE ZINDER

Nous avons réservé pour le dernier chapitre des descriptions régionales, le secteur des grès du Koutous. En effet, il est nécessaire de se référer à des faits mis en évidence dans d'autres régions pour dater et interpréter cette formation.

La zone qu'elle occupe s'étend sur 200 km dans le sens E-W, au Nord du Damagaram et du Mounio. Elle se poursuit vers le Nord jusqu'à la limite sud des formations à faune marine, déjà décrites, du Damergou, de Talrass et de l'Aschia Tinamou (voir p. 157). Dans le sens N-S, sa largeur varie donc de quelques dizaines à moins de cent kilomètres.

Les terrains cristallins du Damagaram et du Mounio disparaissent au Nord sous la bordure du bassin sédimentaire. Celui-ci est caractérisé par des terrains subhorizontaux (au sens strict), essentiellement détritiques, généralement grossiers et hétérogènes, constitués de bancs et lentilles de grès à ciment argileux.

Les falaises et les puits du Koutous montrent des successions lithologiques monotones. Quelques buttes témoins du plateau du Koutous, puis des pitons moins importants au Nord-Est de Zinder, révèlent la présence de faciès très semblables sur tout le pourtour du massif cristallin. Il est impossible, pour l'instant, d'introduire des subdivisions dans ces faciès. C'est pour cette raison que nous les avons réunis en une seule unité lithologique, qui a peut-être la valeur d'un groupe, et que nous avons dénommée la « formation du Koutous ».

Vers le Nord, les affleurements se raréfient, mais les puits, nombreux dans ce secteur sahélien, montrent qu'il s'agit d'une région assez homogène, dont le soubassement est constitué par la même formation. Plus au Nord, les puits indiquent la présence de terrains détritiques plus fins, associés à des dépôts chimiques, qui appartiennent à la formation de Farak, et au-dessus desquels sont situés les témoins du Cénomani supérieur et du Turonien inférieur à faune marine. Les relations entre ces diverses formations et les grès du Koutous sont difficiles à interpréter. Elles seront examinées à la fin du chapitre, lorsque nous essaierons de dater les grès du Koutous.

A. — LE KOUTOUS

Le Koutous est constitué d'un plateau dominant de plus de 100 m la plaine environnante. Le massif, extrêmement découpé, est limité par des falaises abruptes et est entouré de buttes témoins, notamment au Sud et à l'Ouest. Vers l'Est et le Nord-Est, les dunes fixées colmatent tout le pays et masquent le soubassement.

Le réseau hydrographique issu de la partie méridionale du Koutous présente un écoulement dirigé vers le Sud. Il traverse le socle cristallin, puis disparaît dans une région de dunes mortes entourant le massif de jeunes granites, microgranites et rhyolites du Mounio. Plus au Sud, la topographie s'abaisse encore en direction du bassin de la Komadougou. Ainsi, le socle cristallin apparaît actuellement comme une zone peu élevée, en contrebas de la bordure sédimentaire du bassin crétacé. Seuls quelques massifs de microgranites ou crêtes de quartzite forment des reliefs notables. Au contraire, au Sud et à l'Est, le bassin quaternaire du Tchad et de la Komadougou constitue une zone basse par rapport au massif cristallin, lui-même dominé par les falaises gréseuses sédimentaires (voir le profil de la fig. 117).

Cette particularité morphologique est remarquable, car elle souligne l'indépendance totale de la topographie et du réseau hydrographique actuels par rapport à la morphologie des mêmes régions au Crétacé.

Nous examinerons quelques coupes relevées dans le Koutous et au Nord de Zinder. Nous verrons ainsi plusieurs successions typiques de ces faciès monotones, dont l'étude pétrographique sera brièvement présentée. Ces descriptions permettront de préciser le mode de gisement et la structure de ces dépôts. L'ensemble des caractères distinctifs sera ensuite résumé et l'âge approché sera recherché.

1. Coupe du piton de Dougoulougoulou au Sud de Kiriboul-Boultoum

3 m	Grès grossier avec lits de 1 cm de grès argileux jaunâtre
0,80 m	Argile finement gréseuse rose et blanchâtre
2,00 m	Grès mêlé d'argile blanche, fréquemment en petites poches ou nodules
0,20 m	Grès argileux très compact
1,00 m	Grès argileux blanc, taché de rouge
0,50 m	Grès argileux rouge, taché de blanc
0,30 m	Grès en banc
2,50 m	Argile rougeâtre gréseuse
2,00 m	Grès bariolé rouge et blanc, à forte stratification entrecroisée
2,50 m	Grès blanchâtre à taches blanches (anciens feldspaths décomposés ?)
0,50 m	Grès jaune très grossier
2,00 m	Grès jaune à stratification entrecroisée très marquée
1,00 m	Grès argileux
1,00 m	Grès grossier à stratification entrecroisée
2,50 m	Grès jaune argileux, tendre, masqué par des éboulis
3,00 m	Grès bariolé rouge et blanc, grossier, à stratification entrecroisée au sommet
2,00 m	Grès rose grossier sans stratification discernable. Base masquée par des éboulis.

Total 26,80 m

La base de la falaise est à une cinquantaine de mètres au-dessus de la margelle du puits de Kiriboul-Boultoum, creusé dans les mêmes formations dont l'épaisseur totale est ici supérieure à 120 m. Cette succession correspond à des niveaux de la partie centrale du massif assez élevés dans la formation du Koutous.

La succession suivante a été relevée au Sud du massif, à l'Est de Kaokiloum, à quelques kilomètres au Nord des premiers affleurements de terrains cristallins :

2. Coupe de la butte Némé à l'Est de Kaokiloum

(Sud du Koutous)

2,00 m	Grès très dur silicifié, non ferrugineux
4,50 m	Grès blanc à stratification entrecroisée à zones rouges plus argileuses
3,00 m	Grès tendre blanc et rose, à stratification entrecroisée et à lentilles d'argile rouge alignées; galets et graviers
0,50 m	Argile silteuse
1,50 m	Grès argileux rose, fin, à lentilles argileuses violettes et blanches
4,50 m	Grès blanc jaunâtre assez fin
1,00 m	Banc ou lentille d'argile gréseuse bariolée rouge et blanc, passant latéralement à des grès à stratification entrecroisée
2,50 m	Grès rose et blanchâtre à lits de graviers, à stratification entrecroisée et à nodules argileux
0,20 m	Lit de graviers de quartz et quartzite, plus ou moins roulés, mêlés de sable peu aggloméré
3,00 m	Grès blanc jaunâtre
1,80 m	Argile gréseuse rougeâtre
5,00 m	Grès rose clair, à stratification entrecroisée soulignée par des lits de graviers
2,50 m	Grès rose et blanc à graviers; lits de galets de quartzite atteignant 5 cm et de rhyolites très altérées.
3,50 m	Grès blanc rosé très argileux; sommet plus argileux, mais plus riche en lits de graviers de quartzite.
4,50 m	Grès rose et blanc, argileux (aspect d'arkose à feldspaths altérés)
2,50 m	Grès blanc argileux
4,00 m	Grès blanc à stratification entrecroisée
0,50 m	Grès rose tendre (feldspaths altérés possibles)
1,50 m	Grès blanc à nodules argileux et graviers disséminés
2,50 m	Grès grossier rose, tendre
	Base cachée

Total 50,00 m

Compte tenu de l'horizontalité presque parfaite des bancs, cette succession est située à un niveau stratigraphique inférieur à la précédente. On remarquera la nature très généralement entrecroisée de la stratification au sein des bancs et la fréquence des niveaux lenticulaires et des variations latérales. Les zones de galets sont fréquentes. En plus des galets de quartz et de quartzite du socle ancien, on a pu reconnaître en lames minces des microgranites et des rhyolites très altérés, semblables à ceux de la jeune série du Mounio. La partie nord du pays étant recouverte par d'épais sédiments, il est certain que les apports détritiques venaient du Sud, d'une zone sans doute plus méridionale que les actuelles régions cristallines du Damagaram et du Mounio. En effet, nous verrons que quelques témoins gréseux existent aux abords de ces massifs, qui étaient eux-mêmes en partie recouverts par des sédiments à l'époque du dépôt des grès du Koutous. Les massifs cristallins actuels, bien qu'ils ne correspondent pas exactement à ceux du Crétacé, qui s'étendaient sans doute beaucoup plus au Sud, donnent tout de même une idée de la nature pétrographique de ces anciens reliefs.

Une autre coupe, relevée à l'Ouest de la précédente, donne des renseignements semblables; mais elle a livré, en outre, un fragment de bois silicifié, imprégné de matière argileuse :

3. Coupe de la base de la falaise à l'Ouest de Kaokiloum

(Sud du Koutous)

10 à 20	m	Alternance de bancs de grès très fin silteux et argileux (2 m) et de grès en bancs indurés (2 m). Lits de conglomérat à galets d'argile de 0,20 m de puissance.
0,05	m	Niveau conglomératique à galets de quartz.
4	m	Grès grossier, rose violacé. Taches blanches kaoliniques semblant correspondre à des feldspaths altérés. Grandes bariolures.
0,10	m	Lentille argileuse. Argile massive riche en quartz détritiques.
2	m	Grès moyen
0,10	m	Niveaux argileux massifs rouges
6	m	Grès grossier à stratification entrecroisée, de teintes variées
0,40	m	Lentille d'argile violette massive silteuse
5	m	Grès grossier violacé à stratification entrecroisée, localement conglomératique
15	m	Grès grossier argileux, tendre, de teinte rose, à stratification entrecroisée, à niveaux, lits et lentilles conglomératiques. Galets de quartz, rhyolite, microgranite et « granite porphyry » altérés. Taches blanches de petits débris de kaolin semblant correspondre à d'anciens feldspaths détritiques altérés. Un fragment de bois silicifié (éch. 1916 et 1917).

Total env. 52,00 m

Le fragment de bois fossilisé, d'une vingtaine de centimètres de long, ne présente pas une structure bien nette. Dans l'ensemble du Koutous, les gisements de bois silicifiés sont assez rares. Le gisement le plus important se situe près de Gamou, où les fragments de bois homoxylés sont extrêmement silicifiés et contiennent des géodes de quartz cristallisé. Il s'agit, d'après la détermination de E. BOUREAU, de *Dadoxylon*. Ce genre n'a pas une grande signification stratigraphique, mais l'aspect du bois rappelle celui des échantillons très abondants du « Continental intercalaire », notamment dans le Crétacé inférieur. Nous avons vu qu'à Kafra, dans le Sénénien, *Dadoxylon* est encore présent, mais il y est plus rare.

Le même type de succession lithologique se retrouve dans tout le massif. Au mont Martioum, dans le Nord du Koutous, on observe des grès grossiers bariolés, rouges, jaunes et violets, avec niveaux de galets de quartz de 1/2 cm (éch. 1906, 1907 et 1908). Ils alternent avec des siltstones argileux compacts, indurés, de teinte violacée, ou bariolés. Les bancs de grès ont des épaisseurs de 2 à 4 m et les argiles silteuses massives de 0,20 à 2 m, atteignent même localement 6 m.

4. Sud de Tchocoda (mont Maré)

Sous le plateau supérieur, qui comprend ici 3 m de grès argileux scoriacé, altéré et ferruginisé, on observe la succession typique des grès du Koutous. Il s'agit là encore d'une alternance de grès grossiers et de siltstones argileux. Les grès sont constitués par de gros quartz, dispersés dans un ciment silto-argileux bariolé de rouge, violet et jaune. Les siltstones argileux sont massifs, indurés, de teinte claire, ou bariolés de rouge. Les bancs ont de quelques décimètres à quelques mètres d'épaisseur et sont parfois lenticulaires. La stratification entrecroisée des grès est souvent peu nette.

Les bancs de grès débutent parfois par un niveau conglomératique de quartz blancs, plus ou moins roulés, de 2 cm ou plus de diamètre. Au-dessus viennent des grès grossiers à galets dispersés, puis des siltstones plus argileux qui peuvent atteindre 4 m d'épaisseur, mais qui peuvent aussi s'amincir latéralement et se réduire à des joints.

On observe donc un granulo-classement vertical qui se répète par cycles épais de quelques mètres.

Le ciment argileux des grès est très semblable à la masse des bancs intercalaires de siltstones argileux ; il est constitué, pour une part importante, de poussière de quartz très fin mêlé au matériel argileux.

5. Buttes témoins des grès du Koutous sur le socle

La falaise des grès du Koutous se termine vers le Sud en dominant d'une centaine de mètres la région granitique ou schisteuse de Birni N'Kazoé. Il s'agit là d'une limite d'érosion qui ne permet pas de situer l'ancienne extension des grès vers le Sud. Toutefois, la puissance de la série laisse à penser que l'on est sans doute encore loin de sa limite méridionale.

Il existe d'ailleurs divers témoins gréseux jusque dans les environs de Gouré, à 35 km au Sud du Koutous proprement dit. Leurs faciès sont identiques à ceux que l'on rencontre dans le massif. Les niveaux grossiers et conglomératiques, qui peuvent passer latéralement à des lentilles argileuses peu épaisses, sont bien représentés. La situation topographique de ces témoins horizontaux montre qu'ils correspondent à des niveaux stratigraphiques plus élevés que la base de la falaise du Koutous : l'ancienne surface de base des grès s'élève donc progressivement du Nord vers le Sud, à l'opposé de la topographie actuelle.

Les principaux témoins s'observent d'Est en Ouest, dans les régions de Dellakori, Gripka, Gazermana, Tirmou et Komandou Kao (Guili Kouroudji). Les témoins qui existent en bordure même du Mounio, à Gouré et vers l'Ouest, ont des dimensions de quelques mètres carrés, mais leur faciès est suffisamment typique pour que l'on puisse les rattacher sans hésitation aux grès du Koutous.

6. La partie supérieure du plateau du Koutous et la formation de Boulakoura (Bella Kora)

A l'affleurement, les grès du Koutous présentent souvent une altération qui se traduit, sur les surfaces horizontales, par une plus grande induration, une structure vacuolaire à tubulures ou une ferruginisation irrégulière. Cette altération est généralement bien développée à la partie supérieure du plateau, qui se présente en tables de faible extension, superposées au plateau principal. Malgré l'aspect particulier de ces témoins, on peut penser qu'il s'agit de l'altération très poussée d'une zone longtemps exposée aux actions superficielles, plutôt que d'une formation superposée aux grès.

En revanche, les témoins d'une ancienne formation sédimentaire existent bien au sommet du Koutous. Des lambeaux de terrasses et d'éboulis datant sans doute du Quaternaire ancien sont, en effet, constitués de galets et de blocs cimentés par de l'oxyde de fer provenant d'un cuirassement ancien. L'examen de ces blocs révèle la fréquence des oolites ferrugineuses identiques à celles des formations de Dolle ou d'Homodji (Tertiaire). La dimension de certains blocs peut dépasser 0,50 m d'arête. Leur degré d'usure est parfois très faible. Tout ceci implique une origine très proche du matériel, et incite à penser que la formation à oolithe ferrugineuse s'étendait au-dessus du Koutous avant d'être démantelée et remaniée dans les terrasses du Quaternaire ancien.

Les meilleurs exemples de ces lambeaux de terrasses cuirassées, situés en position topographique élevée, sont donnés par la région de Boulakoura (Bella Kora) :

7. Coupe au Sud de Boulakoura

Au Sud de Boulakoura, à Gabochi Kandillo, la cuirasse ferrugineuse à blocs d'oolithe est bien développée sur les flancs de la partie supérieure de la falaise. Elle y détermine un abrupt pouvant avoir de 2 à 4 m de hauteur. La figure 113 montre la disposition de cette cuirasse. La succession, qui est également la légende de la figure 113, se présente comme suit :

Niveaux	Puissances	
7		Sable fin éolien (Quaternaire assez récent)
6	2 à 4 m	Cuirasse : conglomérat à éléments d'oolithe ferrugineuse pris dans un ciment ferrugineux scoriacé à tubulures (éch. 1914 et 1915)
5	5 m	Argile kaolinique blanche à jaune, altérée, à tubulures et zones scoriacées indurées plus abondantes au sommet
4	5 m	Grès argileux rose, bariolé de blanc dans des zones à contours nets et le long de tubulures
3	5 m	Grès argileux beige à bariolures
2	0,40 m	Grès conglomératique à galets de quartz de 2 cm
1	—	Argile gréseuse bariolée, en bancs de 1 à 2 m, à joints irréguliers

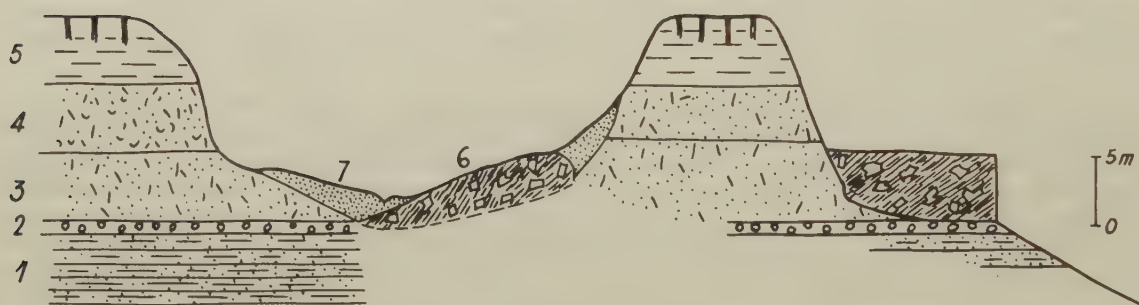


FIG. 113. — Coupe au Sud de Boulakoura (Gabochi Kandillo).
Sommet du Koutous.
(Légende dans le texte).

Le sommet de la falaise se situe ici à environ 110 m au-dessus de la margelle du puits de Kellé.

Les galets d'oolithe ferrugineuse de la cuirasse conglomératique sont assez bien roulés lorsqu'ils n'ont que quelques centimètres de diamètre, mais certains blocs anguleux atteignent 50 cm d'arête. Par conséquent, les bancs d'oolithe qui ont été à la source d'une bonne partie du matériel de ces formations, devaient se trouver à proximité immédiate.

Cependant, on ne retrouve plus ces bancs en place, car ils ont été entièrement démantelés. Mais la dimension des blocs est telle qu'on peut affirmer la présence, autrefois, d'une formation à oolithe ferrugineuse au-dessus des grès du Koutous. Cette formation, d'après le faciès des oolithes, devait être semblable à celles de Termit Dolle et d'Homodji.

La même disposition se rencontre en plusieurs points du Koutous, toujours au voisinage des parties les plus élevées du massif. Celles-ci sont généralement altérées et supportent de petits graviers à nombreux éléments d'oolithe ferrugineuse, plus ou moins roulés.

Ces témoins sont comparables à ceux que nous avons décrits dans la région comprise entre le Damergou et le massif de Termit (voir p. 127 à 167). Ils constituent des jalons entre les points éloignés où la formation à oolithe ferrugineuse est connue en place (Adar Douchi, Zaouzaoua, Termit). Leur situation morphologique élevée, voisine des points culminants, confirme l'ampleur de l'érosion qui a déblayé la formation à oolithe de toute la région comprise entre l'Aïr et le Damagaram-Mounio, sauf quelques rares témoins dominant la plaine de plus de 100 m.

On est ainsi amené à penser qu'au dépôt des grès du Koutous a succédé une altération assez intense, puis la sédimentation du Tertiaire à bancs d'oolithe ferrugineuse. A cette époque, le sommet de l'actuel massif du Koutous correspondait au niveau du bassin de sédimentation, en continuité avec les parties élevées des autres massifs, dans lesquels des témoins sont encore observables. Mais un mouvement positif vertical d'ensemble a mis fin à cette sédimentation ferrugineuse et a favorisé l'érosion des niveaux supérieurs à oolithe. Les témoins de cette formation se retrouvent le plus souvent à l'état remanié dans les terrasses du Quaternaire ancien, protégées par un cuirassement ferrugineux intense de leur ciment. Par la suite l'érosion et l'altération ont repris leur cours à plusieurs reprises, jusqu'à nos jours.

B. — LA RÉGION AU NORD-EST DE ZINDER

A l'Ouest du Koutous, après les hautes buttes témoins de Garazou, Mouskey et Ganatcha, les affleurements de grès du Koutous sont peu importants. La continuité de la formation gréseuse est cependant attestée par les déblais de puits qui ont permis de tracer la limite sud des grès sur le socle cristallin. Cette limite passe sensiblement par Komandou, Toumfafiram, Yachin Zomou, Dania, Tajaë, Toumnia et Zinder. Quelques buttes témoins existent encore au Sud de cette limite, notamment à Goukar, au Nord de Dallari, et vers Ouamé. En outre, quelques affleurements de très faible dimension se trouvent entre les collines de Birbiroua (Nord de Guéza) et à l'Est de Zinder. Ils témoignent de l'ancienne extension de la formation gréseuse sur le cristallin du Damagaram.

L'allure du contact de la formation gréseuse sur le socle cristallin est particulièrement nette au Nord-Est de Zinder. Dans ce secteur, le socle est constitué par de longues chaînes de quartzite et de filons de quartz qui se détachent en relief au milieu de zones plus basses occupées par des schistes, des granites et d'autres roches tendres. Au Nord et en contrebas des reliefs, la plaine ondulée comporte un soubassement de grès dans lesquels sont creusés les puits.

Les premiers reliefs de quartzites que l'on rencontre en venant du pays sédimentaire supportent encore quelques témoins gréseux remarquables par leur mode de gisement.

1. Région de Ouamé

A 300 m à l'Ouest des quartzites du mont Ouamé, une butte d'une quinzaine de mètres de hauteur est constituée de bancs dont l'aspect est typiquement celui des grès du Koutous. On note, de haut en bas (fig. 114) :

- | | |
|------------|---|
| 5 m | Grès grossier bariolé à ciment argileux; teinte rose, rouge, blanc violacé à jaune. La stratification est entrecroisée et peut être localement inclinée vers le mont Ouamé. |
| 1,50 | Banc de grès fin, rose, d'aspect plus argileux. |
| 10,00 env. | Grès à niveaux de graviers, galets de quartz de 2 cm assez arrondis, dispersés dans la masse. |

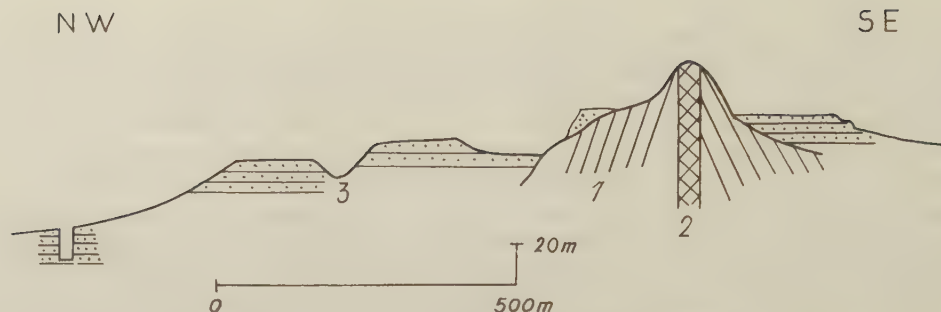


FIG. 114. — Coupe schématique du mont Ouamé.
1 : Quartzites verticaux. 2 : Brèche de faille et filon de quartz. 3 : Grès bariolés.

La direction de la stratification entrecroisée montre qu'il ne faut pas rechercher l'origine du matériel uniquement dans la colline de Ouamé, cependant très proche et plus élevée que la butte gréseuse. Cette crête de quartzite est cernée, à l'Ouest comme à l'Est, par des témoins gréseux. Elle est trop étroite pour avoir pu fournir tous les matériaux de cette masse sédimentaire, actuellement presque entièrement érodée et déblayée, mais autrefois très étendue.

Au Nord-Est de cette butte témoin, on observe le contact des grès sur les quartzites et sur un filon de quartz du socle. Les grès sont parfaitement horizontaux de part et d'autre d'une petite crête de quartzites verticaux qui se détache du mont Ouamé (figure 115).

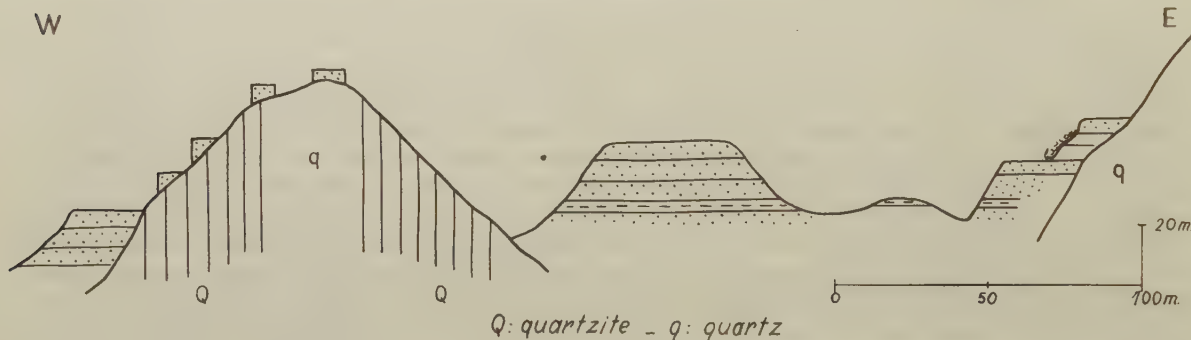


FIG. 115. — Schéma de la disposition des témoins gréseux énoyant la colline de Ouamé.

Sur les flancs assez abrupts de la colline de quartzites, des blocs de grès moulent parfois la surface de discordance qui est très inclinée. Au contact, on note fréquemment des galets de quartzite peu arrondis; au-dessus, les grès en gros bancs sont grossiers ou conglomératiques, et contiennent localement des lentilles silteuses ou argileuses.

Les témoins gréseux les plus élevés dominent la plaine d'une cinquantaine de mètres. Aucune faille n'a pu être observée dans les grès au contact du socle. Les multiples fractures qui affectent celui-ci ne se prolongent généralement pas dans les terrains sédimentaires restés parfaitement horizontaux.

2. Témoins sédimentaires sur le cristallin du Damagaram

Quelques lambeaux de grès horizontaux bariolés existent au Nord de Gaffati (région de Bergouma et Tchianza) et de Guéza. Il semble que l'on puisse également rattacher à la formation du

Koutous les lambeaux de conglomérats non cimentés à galets de quartzite (atteignant plusieurs décimètres) de la région de Dakoussa et de Birbiroua. En ce dernier point, les témoins semblent correspondre au remplissage d'une ancienne vallée entre des collines de quartzite. L'érosion post-crétacée a remanié ces conglomérats, dont les galets se retrouvent parfois au sommet de buttes de sérictoschiste.

Des témoins très peu étendus existent également à l'Est de Zinder et au Nord de Zernousky (Zarnesky). Dans ces régions, quelques fragments de bois silicifié (*Dadoxylon*) ont été rencontrés.

Plusieurs puits (Tajaë, Maïkarenguia, Dallari nord, etc...) ont traversé une épaisseur plus ou moins grande de grès du Koutous avant d'atteindre le socle cristallin. Ceci montre que la couverture sédimentaire s'étend localement assez loin sur le socle, en avant du bassin sédimentaire proprement dit où sont creusés les puits profonds.

Inversement, quelques pointements de quartzites du socle affleurent assez loin au Nord de la limite du sédimentaire, notamment à l'Ouest du méridien de Zinder (Koudiadian). Cependant, le profil du socle que donne la géophysique le long de la piste Zinder-Tanout suggère un approfondissement assez régulier du toit du socle vers le Nord : à 40 km au Nord de Zinder, sa profondeur serait d'environ 200 m; à 70 km, elle atteindrait 700 m.

Ces différentes observations conduisent aux conclusions suivantes :

1° — La formation gréseuse du Koutous s'est déposée sur un socle à topographie accidentée et de pente générale inclinée vers le Nord, en direction du bassin sédimentaire actuel.

2° — Aucun phénomène tectonique local n'a affecté les grès depuis leur dépôt : ceux-ci sont restés pratiquement horizontaux.

3° — Après la sédimentation des grès, l'ensemble du pays a subi un mouvement vertical positif qui a entraîné une érosion très importante de la couverture gréseuse. Le substratum, localement remis à nu, est lui-même profondément entaillé. Le creusement dépasse généralement 100 m. Il est postérieur au Tertiaire oolithique dont aucun témoin n'est conservé dans la région de Zinder.

Ces remarques diffèrent sur plusieurs points des conclusions auxquelles nous étions arrivé pour les grès du Tégama, au Sud de l'Aïr. Ces derniers se sont déposés sur une surface beaucoup plus aplanie, dont l'inclinaison générale était très oblique par rapport à la limite actuelle du socle. Ils ont été ensuite recoupés par plusieurs systèmes de fractures, et ont subi, enfin, un basculement général correspondant au soulèvement du massif de l'Aïr.

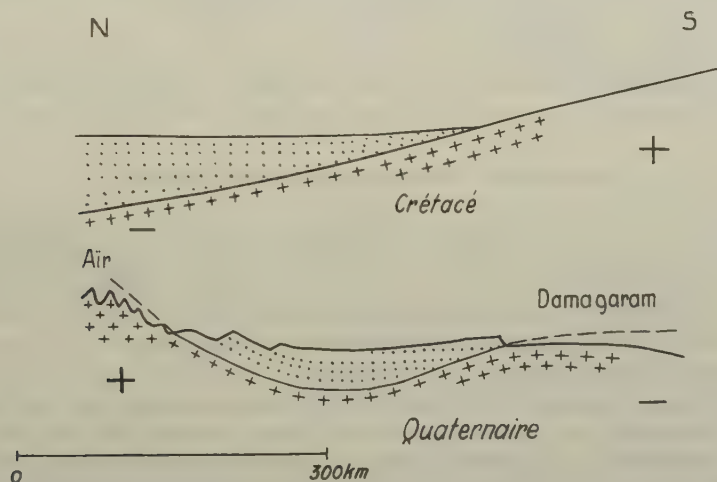


FIG. 116. — Dissymétrie du bassin sédimentaire entre l'Aïr et le Damagaram. (Croquis hypothétique).

Ceci confirme la dissymétrie structurale du bassin sédimentaire, entre l'Aïr et le Damagaram et souligne une première différence entre les grès du Tégama et ceux du Koutous, différence qui sera évoquée lorsque nous chercherons à préciser l'âge et la signification de la formation du Koutous.

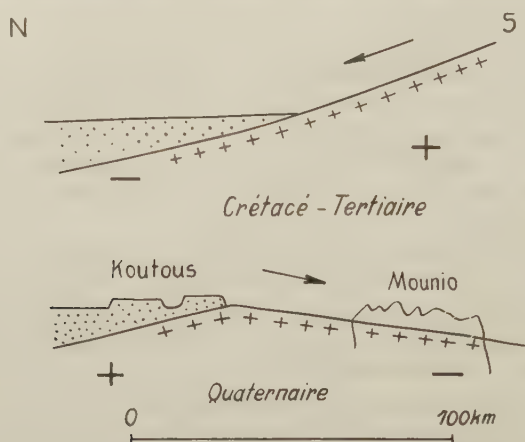


FIG. 117. — Sens des mouvements épéirogéniques et morphologie au Crétacé et au Quaternaire dans le Koutous et le Damagaram-Mounio.

C. — PÉTROGRAPHIE

La formation du Koutous est constituée de roches essentiellement détritiques dans lesquelles les éléments grossiers et mal classés sont abondants. Le matériel, très hétérogène en dimension, est surtout siliceux et kaolinique. Il provient manifestement de l'érosion directe des massifs cristallins.

Dans les coupes, les différents termes peuvent présenter un certain granuloclasement vertical, mais, le plus souvent, l'aspect général est très hétérogène, avec développement de stratification entrecroisée ou oblique et de structures lenticulaires. Des passages latéraux entre les termes les plus grossiers et les plus fins s'observent couramment.

L'hétérogénéité se retrouve à l'échelle de l'échantillon et de la lame mince; cependant, certains types extrêmes, entre lesquels tous les passages existent, peuvent tout de même être définis.

1. Grès grossier hétérogène à ciment argileux

La description correspond à des échantillons prélevés en des points variés de la formation du Koutous : éch. 933 au Nord de Zinder, éch. 1910 du mont Maré, éch. 2338 du mont Ouamé, etc...).

Dans l'échantillon de Maré (Koutous), la structure détritique est à grains non jointifs, de taille moyenne dépassant 1 mm, dispersés dans un ciment argileux abondant.

Les grains de quartz, dont les dimensions varient entre 180 et 2500 μ , sont de forme assez massive, et sont généralement constitués d'un seul cristal, souvent à extinction roulante. Les bords sont peu arrondis ou déchiquetés, et prennent parfois un aspect quelque peu corrodé. On remarque quelques microgalets de quartzite à texture engrenée, de quartz filonien et, plus rarement, de microgranite (grain très fin (9 μ), phénocristaux de quartz) rappelant certains types de la jeune série du Mounio. Dans ce dernier type de galet, les minéraux ferro-magnésiens ont disparu et le feldspath est altéré.

Les autres minéraux détritiques comprennent quelques lames de muscovite, des zircons et des granules d'oxyde de fer.

Le ciment argileux est homogène et de teinte jaune orangé. Il forme un large réseau continu entre les grains et passe insensiblement aux feldspaths altérés ou aux débris de muscovite-séricite. Il s'agit, sans doute, d'un mélange d'illite et de kaolinite qui provient d'une altération secondaire des minéraux détritiques.

Lorsque l'on examine macroscopiquement certains échantillons, on constate que l'argile entoure les grains de quartz en pellicule continue et se présente plus comme un ciment secondaire que comme une matrice. Cette argile semble bien être de la kaolinite mise en place tardivement, peut-être au cours de l'altération pendant laquelle elle présentait une certaine mobilité.

Dans l'échantillon de Ouamé, le grès, très grossier à conglomératique, comprend environ 40 % de grains supérieurs à 1 mm constitués surtout de quartz et de quartzite. La matrice est formée par un grès fin à silteux hétérogène, ayant lui-même un ciment argileux peu abondant.

L'échantillon du Nord de Zinder (Kao Boul) présente des caractères voisins, mais le ciment a subi une silicification secondaire superficielle, par imprégnation d'opale.

Les lames taillées dans divers galets prélevés dans la formation du Koutous ont permis de retrouver des roches comparables à celles qui constituent le socle cristallin du Damagaram ou du Mounio : notamment des quartzites, des rhyolites et des microgranites altérés. Les galets de granite sont extrêmement rares ou entièrement décomposés.

On observe fréquemment sur la roche des taches blanches qui correspondent à d'anciens feldspaths entièrement transformés en matière argileuse. Ceci montre que l'altération est postérieure au dépôt des éléments détritiques. Il est possible qu'elle se soit produite pendant les interruptions de la sédimentation, mais son caractère très général peut aussi s'expliquer par une action prolongée ayant agi sur l'ensemble de la formation.

2. Siltstones gréseux et argileux

A l'autre extrémité de l'échelle dimensionnelle, on trouve toute une gamme de roches à grain très fin, massives et non feuilletées, qui se présentent en gros bancs. Sur le terrain, ces bancs contrastent avec les niveaux gréseux et on a tendance à les qualifier d'« argile ». Cependant, l'examen microscopique montre que la phase argileuse n'est pas toujours dominante et, dans de nombreux cas, il s'agit de siltstones. Le terme de pélite ou de boue consolidée peut également s'appliquer dans de nombreux cas. Deux échantillons provenant du mont Martioum peuvent être pris comme type de ces roches.

Le premier (éch. 1907) présente une structure détritique fine hétérogène. Les grains de quartz sont dispersés dans un ciment argileux abondant. Quelques quartz peu sphériques, de forme irrégulière, parfois assez arrondis (usés) atteignent 100μ à 800μ , mais la phase la plus abondante est comprise entre 20μ et 60μ . Le bord des grains, souvent déchiqueté, ne présente pas de trace de nourrissage. Les autres minéraux comprennent de la muscovite altérée et quelques fantômes qui pourraient correspondre à d'anciens feldspaths entièrement décomposés. Le ciment des grains est constitué de matière argileuse et de quartz très fin, de la dimension des cherts (inférieure à 2μ). L'argile comporte, sans doute, une part importante de kaolinite. La coloration violette de la roche provient d'un pigment d'oxyde de fer et de manganèse qui correspond certainement à une imprégnation secondaire.

Le second échantillon (éch. 1908), macroscopiquement assez semblable au précédent, possède une phase argileuse plus réduite au bénéfice de la phase silteuse. L'oxyde de fer en pigment dispersé est abondant. Il se concentre parfois en un réseau qui isole des zones où le ciment est légèrement différencié (structure réticulée).

La phase argileuse comporte surtout de la kaolinite (analyse aux rayons X de l'échantillon d'Iné-firen), mais comprend aussi, sans doute, de l'illite provenant de l'altération des muscovites et des feldspaths détritiques.

Quelques analyses chimiques de roches provenant de la formation du Koutous sont données plus loin (voir p. 526).

3. Résumé

En résumé, les caractères pétrographiques de la formation du Koutous sont essentiellement :

- 1) L'abondance des roches détritiques hétérogènes, à grains irréguliers et peu roulés.
- 2) La présence de niveaux massifs silteux ou argilo-silteux.
- 3) La double origine de la phase argileuse qui semble, soit de nature détritique, soit provenir de l'altération postérieure de minéraux eux-mêmes détritiques.
- 4) La rareté des feldspaths et des micas inaltérés; mais leur présence fréquente dans le sédiment originel est attestée par des fantômes résiduels.
- 5) L'absence totale de calcaire et, semble-t-il, de montmorillonite.
- 6) Une teneur en fer voisine de la normale (3 à 5 % approximativement). On note l'absence des niveaux ou plaquettes ferrugineux, très fréquents à Termit, Agadem et Kafra.

A ces caractères pétrographiques, il faut ajouter la rareté des restes végétaux silicifiés et l'absence totale d'autres fossiles.

Vu ces caractères, il est facile d'admettre l'origine terrigène de la formation du Koutous. Elle a été déposée en milieu continental par des fleuves aux courants violents et irréguliers. De plus, les sédiments ont subi une altération postérieure à leur dépôt.

Ces faciès sont donc assez comparables au type appelé habituellement « sidérolithique », bien que leur teneur en fer soit faible.

Parmi les différentes séries que nous avons étudiées au Niger, c'est avec les grès du sommet du plateau au Sud du Djado (Totomaye, au Nord du bassin de Bilma) que les grès du Koutous présentent les analogies les plus marquées.

D. — TECTONIQUE

L'horizontalité des strates dans les falaises du Koutous est frappante. Ceci conduit à une morphologie de vrai plateau qui contraste avec la morphologie de cuesta des formations du Tégama, dont les pendages ne dépassent cependant que rarement le degré.

Les grès du Koutous n'ont donc pas subi de basculement général comparable à celui qui affecte les terrains entourant l'Aïr. Nous avons vu qu'ils ont cependant été soulevés verticalement par un mouvement épéirogénique d'ensemble qui est postérieur au Tertiaire à oolites ferrugineuses.

En quelques rares points, notamment au Nord de Bella Kora, au Sud de Dodou et dans la région de Dellakori, des failles locales perturbent la régularité des strates. Elles sont généralement mineures et leur rejet peu important. Elles semblent correspondre à de faibles rejeux d'accidents du socle et se localisent principalement dans les témoins situés au voisinage immédiat de celui-ci.

Le mode de gisement des grès du Koutous implique un mouvement vertical négatif contemporain de leur sédimentation. Le socle peu pénéplané s'est enfoncé et s'est trouvé progressivement

ennoyé sous un apport important de matériaux détritiques. L'altération de ces terrains nécessite un arrêt assez prolongé de toute mobilité tectonique, et ceci à une période qui est peut-être antérieure à la sédimentation des oolithes ferrugineuses qui s'est étendue sur le Koutous à une époque présumée tertiaire.

La morphologie actuelle des grès du Koutous est le résultat d'une érosion vigoureuse qui a pu débiter à la fin du Tertiaire et se poursuivre au Quaternaire. Cette érosion a, sans doute, joué sur une région qui subissait un mouvement vertical positif contemporain.

Il semble que l'abaissement topographique du socle vers le Sud et le Sud-Est, en direction du bassin de la Komadougou et du Tchad, soit dû à un mouvement général négatif très récent. Ce mouvement pourrait être en relation avec les fractures WSW-ENE visibles dans le socle. En effet, il n'existe plus de témoin des grès du Koutous vers le Sud, bien que l'altitude du socle y soit beaucoup plus basse. On est ainsi conduit à admettre une déformation récente de l'ancienne surface supportant les grès du Koutous. Cette déformation est également nécessaire pour expliquer que les massifs fournissant leurs matériaux aux grès du Koutous soient actuellement à une cote inférieure à ceux-ci.

En conclusion on peut dire que la région des grès du Koutous est caractérisée, depuis le dépôt de sa couverture, par un calme tectonique remarquable, qui l'oppose aux régions étudiées précédemment, à l'exception de celle des grès de Bilma. Cette constatation pourra s'interpréter de deux façons différentes, suivant l'âge attribué aux grès du Koutous : s'ils sont antérieurs aux mouvements tectoniques majeurs affectant les autres régions, ils correspondent à un domaine plus stable de la plateforme nigérienne; si, au contraire, ils sont postérieurs, il est normal qu'ils n'aient pas été affectés par la tectonique.

E. — LE PROBLÈME DE L'ÂGE DES GRÈS DU KOUTOUS

Alors qu'il a été possible de proposer un âge approximatif pour la plupart des formations examinées jusqu'ici, dans le cas du Koutous, il s'agit d'une formation dont l'âge reste problématique.

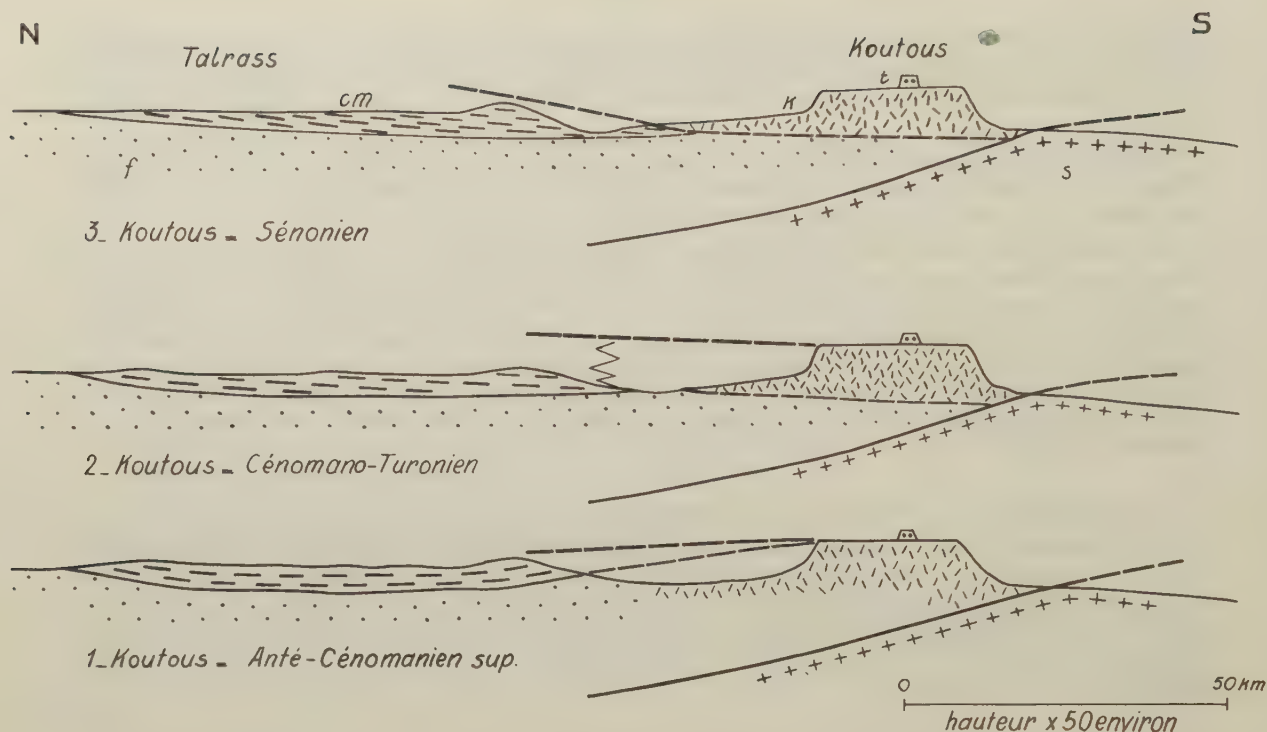
En effet, les grès du Koutous reposent directement sur le socle cristallin du Damagaram-Mounio, et il n'est pas possible, de ce fait, de fixer une limite inférieure à leur âge.

La limite supérieure est, en général, une surface d'érosion qui correspond à la surface topographique actuelle ou à celle du Quaternaire moyen. Cependant, en quelques points, des blocs volumineux d'oolithe ferrugineuse sont conservés au sommet des grès du Koutous. Ceci implique que les grès sont antérieurs au dépôt des oolithes ferrugineuses nigériennes, que nous considérons comme essentiellement postérieures à l'Eocène moyen. Les grès du Koutous sont donc, sans doute, antérieurs à l'Eocène.

En toute objectivité, trois hypothèses doivent être envisagées, séparément ou simultanément, dans l'appréciation de l'âge des grès du Koutous (fig. 118).

1. Les grès du Koutous sont un équivalent de ceux du Tégama

Leur âge est alors crétacé inférieur. Ils constituent la bordure sud du bassin sédimentaire, symétrique de la bordure nord (au Sud de l'Aïr), par rapport aux témoins de Crétacé supérieur marin du Damergou et de Talrass.



f: formation de Farak — *cm*: Cénomano-turonien marin — *K*: formation du Koutous
t: Tertiaire à Oolithes — *s*: socle

FIG. 118. — Trois hypothèses sur l'âge des grès du Koutous.

2. Les grès du Koutous sont un équivalent latéral du Crétacé supérieur marin (Cénomano-Turonien)

Ils se présentent sous un faciès différent, nettement continental, qui vient reposer directement sur le socle du Damagaram-Mounio.

3. Les grès du Koutous sont un équivalent du Crétacé supérieur et terminal continental (formation de Dambanza supérieur et de Termit)

Ces termes sont alors géographiquement transgressifs sur le socle.

L'hypothèse à retenir doit tenir compte d'un certain nombre de faits que nous allons rappeler brièvement, bien qu'ils ne constituent souvent que des arguments indirects ou négatifs.

a) LA FLORE

La flore est peu abondante. Elle comprend essentiellement des *Dadoxylon* comparables à ceux du Crétacé inférieur, mais également connus dans le Sénonien (Kafra). La rareté des gisements

semble s'opposer à une identification des grès du Koutous avec ceux du Tégama, dans lesquels les bois silicifiés sont, au contraire, extrêmement fréquents.

b) LE FACIÈS LITHOLOGIQUE

Le faciès lithologique des grès du Koutous est, au premier examen, assez comparable à celui des termes gréseux du Tégama. Cependant, il en diffère par l'absence totale d'intercalations montmorillonitiques. Ce sont ces argiles épaisses qui constituent les gisements habituels de Dinosauriens complètement inconnus dans le Koutous. En outre, la phase calcaire est totalement absente dans le Koutous, de même que les feldspaths détritiques frais. Il semble que la formation ait subi un lessivage intense et une altération qui n'ont pas atteint le Tégama. Ce type d'altération « kaolinisante » ne semble pas avoir sévi au Crétacé inférieur, où la montmorillonite est toujours présente.

Dans l'hypothèse d'un âge crétacé supérieur, une explication devrait être recherchée pour justifier la différence lithologique entre les grès du Koutous et le Crétacé supérieur de Termit ou d'Agadem, riche en plaquettes ferrugineuses, en micas et en clastiques fins. Une différenciation latérale des éléments dans le bassin pourrait en être l'origine : les éléments grossiers s'accumulant sur les bordures, les plus fins et le fer solubilisé pouvant s'en éloigner.

c) ÉPAISSEUR DES TERRAINS

Dans la zone d'affleurement du socle, l'épaisseur des témoins gréseux varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Dans le Koutous, entre le fond des puits et le sommet des falaises, on peut mesurer 170 m de grès, sans arriver au socle. De leur côté, les profils de la géophysique à mesure qu'ils s'éloignent des terrains cristallins, donnent des épaisseurs progressivement croissantes aux grès.

Mais les différentes puissances mesurées n'ont pas la même signification puisque le mode de gisement indique que la limite inférieure des grès est d'âge variable et que leur limite supérieure est le plus souvent une limite d'érosion.

On doit donc admettre que la puissance des grès du Koutous varie de zéro à plus de 400 m. L'épaisseur maximum n'est que rarement atteinte en un même point, soit par érosion de la partie supérieure, soit par lacune de dépôt à la partie inférieure.

d) ÉTUDE DES ALTÉRATIONS

L'étude des altérations qui affectent les grès et leur substratum, apporte aussi quelques indications dont il faut tenir compte dans la recherche des âges.

Dans toute la région située au Nord du Damagaram et de Gouré, où les grès reposent sur le socle, on constate que celui-ci est assez frais au voisinage de l'ancienne surface de base. Il n'a pas subi l'intense altération « kaolinisante » qui caractérise le socle du Niger occidental sous la discordance du « Continental terminal ». Il est donc vraisemblable qu'à l'époque de cette altération, dont la phase la plus intense se situe à l'Eocène, le socle était déjà protégé par sa couverture gréseuse.

La formation du Koutous se serait alors déposée avant l'Eocène et une part des altérations qu'elle a subies, (décomposition des feldspaths détritiques, kaolinisation du ciment, etc...) pourrait être contemporaine de l'élaboration des bauxites et kaolins d'Agadem et des alunites de Termit.

e) RELATIONS AVEC LES FORMATIONS DES RÉGIONS VOISINES

Les relations entre les grès du Koutous et les formations des régions voisines ne s'observent pas directement. En effet, la plaine située au Nord du Koutous et au Sud du Damergou est fortement

ensablée et occupée par un recouvrement quaternaire pratiquement continu. Les puits qui atteignent le soubassement sont trop distants les uns des autres pour permettre d'établir des coupes générales dans ces faciès sans niveaux repères. La limite approximative qu'ils ont permis de tracer sur la carte sépare les faciès assez fins du Nord, attribués à la formation de Farak, des faciès grossiers du Sud, groupés dans l'ensemble du Koutous. Il n'est pas possible de préciser si cette limite lithologique a une valeur chronostratigraphique.

α) *Au Sud-Ouest du puits de l'Aschia Tinamou*, un profil électrique géophysique (C.G.G., 1958) précise quelque peu les relations entre les argiles marines du Turonien supérieur-Sénonien et une formation gréseuse qui se suit en continuité depuis le Koutous. En ce point, les grès passent sous les argiles et s'enfoncent vers le Nord-Est.

On peut donc dire que, dans ce secteur, les grès du Koutous se suivent en continuité avec une formation anté-turonienne. Mais l'absence d'affleurements et de pendages mesurables, ajoutée au fait que les grès horizontaux du Koutous dominent de 150 m la cote de la margelle du puits de l'Aschia Tinamou, ne permet pas d'étendre cette limite supérieure à toute la formation.

β) *Au Sud du Damergou*, les études de F. JOULIA (1951) ont montré que le Cénomano-Turonien marin s'enfonce vers le Sud dans la région de Dambanza, où seules les argiles supérieures affleurent, dominées par les grès à stratification entrecroisée et à dalles ferrugineuses. Plus au Sud, ces argiles ne réapparaissent pas à l'affleurement et la géophysique (C.G.G., 1958) permet de suivre jusqu'à Zinder une formation gréseuse qui, elle aussi, constitue un ensemble continu entre la formation de Farak et celle du Koutous.

Le piton de Zaouzaoua, entre le Damergou et Zinder, et le puits, profond de plus de 100 m creusé à son pied, permettent de constater la disparition des termes argileux du Crétacé moyen à cette latitude.

En effet, la coupe schématique en ce point est la suivante, de haut en bas :

- Oolithe ferrugineuse (5 m environ) (formation de Zaouzaoua).
- Grès à dalles ferrugineuses (50 m environ) (formation de Dambanza supérieur).
- Grès blancs sableux à ciment illitique (sur plus de 100 m dans le puits).
- Formation gréseuse épaisse indiquée par la géophysique.

Les grès à dalles ferrugineuses correspondent aux termes semblables qui surmontent les argiles à lits calcaires blancs, à faune turonienne ou sénonienne de Dambanza (F. JOULIA, 1951).

On doit en conclure que, vers le Sud, le Crétacé moyen argileux à faune marine n'existe plus, soit qu'il disparaisse par lacune, soit qu'il passe à des faciès gréseux.

γ) *Au Sud des affleurements à faune marine cénomaniennne et turonienne de N'Guini et de Talrass*, les puits rencontrent des grès fins inférieurs à ces niveaux, et qui appartiennent à la formation de Farak. Plus au Sud, les débaïs des puits sont essentiellement des grès grossiers kaoliniques de même faciès que dans le Koutous. Ces grès se suivent vers le Sud, où ils sont dominés par les falaises du Koutous hautes d'une centaine de mètres. Il est, là aussi, vraisemblable que les niveaux les plus élevés sont du même âge ou plus récent que la formation de Farak.

En résumé, l'étude des régions situées au Nord de la formation du Koutous semble indiquer que le Cénomano-Turonien argileux marin disparaît vers le Sud, sans doute par changement progressif de faciès. Cet important niveau repère n'existant plus, il devient difficile de dater les grès sans faire intervenir des considérations topographiques et structurales.

f) STRUCTURE DU BASSIN SÉDIMENTAIRE ET AGE DES GRÈS DU KOUTOUS

La structure du bassin sédimentaire compris entre les massifs cristallins de l'Aïr et du Damagaram-Mounio est essentiellement dissymétrique.

Le Cénomano-Turonien est situé à moins de 70 km de la limite du socle du massif méridional, alors qu'il est à près de 250 km du socle septentrional. Au Nord, un léger pendage régional permet d'estimer à près de 1 000 m la puissance des terrains infra-cénomaniens. Au Sud, au contraire, il semble que les pendages soient très voisins de l'horizontale et que le socle affleure, non par suite d'un soulèvement actif comme dans l'Aïr, mais parce que, situé à faible profondeur, l'érosion a pu le dégager aisément. En allant vers le Sud, en effet, des niveaux de plus en plus récents viennent en contact avec le socle ; celui-ci a joué le rôle d'un môle au cours de la sédimentation et constituait un relief au Crétacé inférieur. A la même époque, l'Aïr, au contraire, était inexistant et à son emplacement la sédimentation était active.

Ainsi, les massifs cristallins de l'Aïr et du Damagaram n'ont pas la même signification : le premier correspond à un vaste horst surgi après le Crétacé supérieur, à l'emplacement d'un bassin de sédimentation. Le second représente les racines d'un ancien massif émergé au Crétacé inférieur et qui a peut-être persisté au cours d'une partie du Crétacé supérieur. En direction de ce massif, les faciès des dépôts s'amincissaient ou subissaient des variations latérales notables.

On constate, dans cette optique, une similitude paléogéographique remarquable au Crétacé supérieur entre le Damagaram et le Sud du Djado, qui constituait également un relief progressivement ennoyé. Dans les deux cas, cette disposition aboutissait à une répartition semblable des faciès et à des analogies frappantes entre les sédiments du Koutous et du Totomaye.

La structure du bassin apporte donc, semble-t-il, un argument supplémentaire pour faire des grès du Koutous un terme élevé de la stratigraphie régionale, et, sans doute, un équivalent latéral du Crétacé supérieur.

Conclusion sur l'âge des grès du Koutous

L'ensemble lithologique qui constitue la formation du Koutous correspond, suivant les localités, à des termes d'âge sans doute variable, mais de faciès indifférenciables. C'est pourquoi le terme de groupe du Koutous semble justifié. Les niveaux inférieurs sont, sans doute, un équivalent latéral grossier de la formation de Farak ; la partie moyenne pourrait être du Cénomano-Turonien continental et les niveaux les plus élevés du Koutous pourraient inclure du Sénonien, voire l'extrême base du Tertiaire.

Dans cette hypothèse, on doit considérer le groupe du Koutous comme un ensemble compréhensif d'âge imprécis, mais probablement Crétacé supérieur ; ses limites supérieures et inférieures peuvent prendre en écharpe les limites chronostratigraphiques définies ailleurs (fig. 116).

F. — CONCLUSION

HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DES GRÈS DU KOUTOUS

En adoptant cette hypothèse, que les arguments précédents nous font admettre, on peut, à titre de conclusion pour ce chapitre, retracer l'histoire géologique de cette région de la façon suivante :

Au cours du Crétacé inférieur, alors que les plaines du Tégama et la région qui formera plus tard l'Aïr connaissent une sédimentation active de type continental, une aire émergée soumise à l'érosion existe à l'emplacement actuel du Koutous, du Damagaram et du Mounio.

Les premiers matériaux déposés sur cette région sont des grès grossiers, qui semblent contemporains de la sédimentation plus fine caractérisant au Nord la formation de Farak (Cénomanién inférieur).

Au cours du Crétacé supérieur, alors que la mer occupe les régions situées au Nord, la zone qui nous intéresse ici continue à recevoir un matériel détritique grossier qui ennoie progressivement l'ancienne topographie et étend ses niveaux successifs de plus en plus vers le Sud. Les matériaux plus fins et le fer sont exportés vers le Nord; ils s'accumulent dans les formations de Termit, d'Agadem et de Dambanza supérieur.

Ce type de dépôt se poursuit jusqu'au début du Tertiaire. C'est alors qu'une interruption sans doute prolongée dans la sédimentation permet à l'altération de marquer son empreinte sur les terrains voisins de la surface topographique de cette époque: grès du Koutous, formations de Termit et de Galhama, socle de Niamey.

Au « Post-Eocène », la sédimentation du « Continental terminal » à oolites ferrugineuses s'étend en continuité sur tout le Niger méridional; le Koutous constitue alors une zone basse, en partie recouverte par les eaux.

A la fin du Tertiaire et au début du Quaternaire, l'ensemble du pays se trouve surélevé par rapport au bassin du Tchad; l'érosion entaille profondément les dépôts antérieurs, dégage, puis érode en partie, le substratum dans le Damagaram et le Mounio. Des lambeaux de terrasses cuirassées marquent des étapes de cette destruction, qui aboutit à une morphologie de hautes buttes témoins dispersées servant de support aux dépôts dunaires et lacustres du Quaternaire moyen et récent.

DEUXIÈME PARTIE

RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS D'ÉTUDES PARTICULIÈRES

CHAPITRE I

MODE DE REPRÉSENTATION DE L'ÉTUDE D'UNE ROCHE SÉDIMENTAIRE

La présentation du résultat de l'étude sédimentologique complète d'une roche peut être faite de diverses façons. Nous avons adopté une méthode simple qui a l'avantage de donner une représentation graphique très parlante du sédiment.

Les différentes phases d'un sédiment d'un même échantillon étudié sont figurées, selon une bande, avec leur proportion relative et dans l'ordre granulométrique, puis chimique, décroissant correspondant à celui d'une séquence virtuelle théorique (fig. 119).

Pour chaque échantillon le total des phases est ramené à 100, donnant une représentation en pourcentages cumulatifs qui permet une comparaison aisée des échantillons. Dans le cas de l'étude d'une coupe stratigraphique, les bandes sont disposées horizontalement avec des distances proportionnelles à l'espace séparant les prélèvements des échantillons. On peut alors joindre, d'une bande à l'autre, les points homologues séparant les différentes phases et l'évolution de la série lithologique est explicitée graphiquement par une série de lignes brisées caractérisant la variation des différentes phases (fig. 120).

Ces courbes, disposées en face de la courbe stratigraphique, correspondent en quelque sorte à la décomposition quantitative en différentes phases de la courbe lithologique de LOMBARD (1956), qui peut être considérée comme une synthèse qualitative de la représentation adoptée. En effet, dans la représentation de LOMBARD, chaque niveau est généralement figuré par un seul point définissant un caractère global moyen de l'échantillon. Cette représentation est très commode, car elle peut être appliquée directement à partir des données du terrain; mais si l'on dispose des données d'une étude sédimentologique complète des échantillons, où la proportion et la constitution de chaque phase sont connues, il est intéressant d'étudier l'évolution de chacune de ces phases prise séparément. Ceci est d'autant plus utile que l'ensemble des phases détritiques et chimiques peuvent, dans certains cas, évoluer indépendamment.

A. — PHASES DÉDUITES DE L'ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE

Les analyses physiques (porosité, densité, etc...), chimiques (calcimétrie, fer, etc...) et mécaniques (granulométrie), permettent de distinguer différentes phases constituant un sédiment. Les constituants se répartissent entre une phase fluide, une phase détritique plus ou moins grossière et une phase chimique.

On peut théoriquement distinguer les phases suivantes :

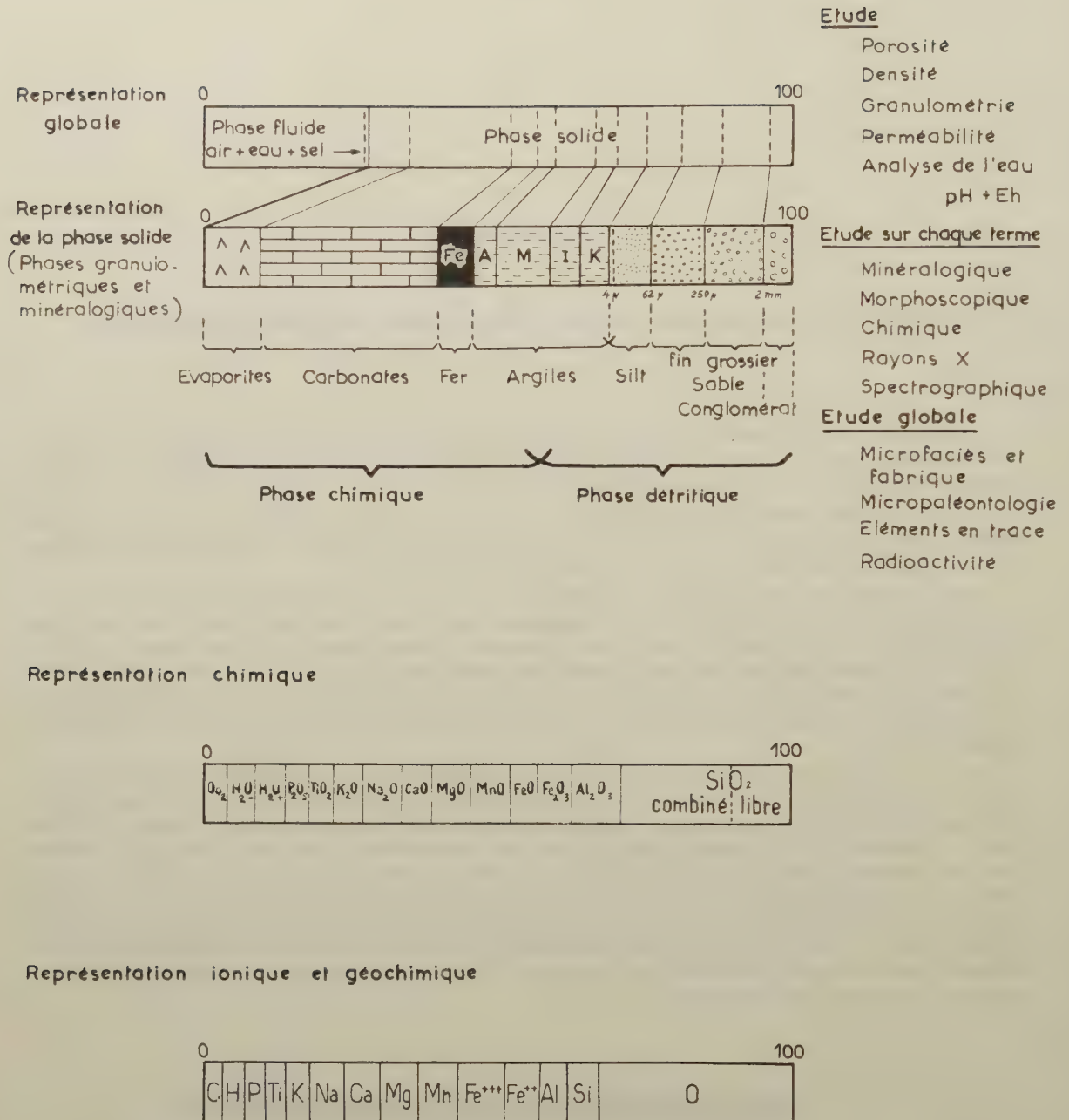


FIG. 119. — Représentation de l'étude des échantillons.

1. Phase fluide

C'est la phase remplissant les pores de la roche ; son importance est donnée par l'étude de la porosité. Elle est très utile à connaître, car elle peut donner des indications sur le milieu dans lequel baigne la phase solide et préciser les évolutions et les transformations que cette dernière est susceptible de subir sous l'influence des solutions la traversant.

Dans le cas des grès, cette phase dépasse souvent 30 % en volume. Au-dessus du niveau hydrostatique, la phase fluide est généralement constituée d'air et de vapeur d'eau. Au-dessous, l'eau remplit les pores de la roche. L'analyse chimique de l'eau renseigne alors sur la nature des sels dissous et transportés (phase appelée migratrice par ERHART (1956) dans certains cas). Parfois, le fluide imbibant les roches peut être d'une autre nature, par exemple, du pétrole ou des hydrocarbures gazeux.

Contrairement aux sels liés à l'eau des nappes, les ions de l'eau hygroscopique et pelliculaire figurent généralement avec la phase chimique analysée après dessiccation de l'échantillon.

2. Phase solide détritique

Il est commode de scinder cette phase à partir des limites données par les tamis utilisés en granulométrie. Les limites de WENTWORTH (1926) sont assez généralement adoptées et assez peu différentes de celles des autres auteurs et notamment de BOURCART (1941). On distinguera les principales phases suivantes :

Qualification	Taille	
Conglomérat	> 2 mm	
Détritique très grossier	2 à 1 mm	} Arénite
» grossier (grit, si anguleux)	1 000 à 500 μ	
» moyen	500 à 250 μ	
» fin	250 à 125 μ	
» très fin	125 à 62 μ	} Lutite
Silt	62 à 4 μ	
Taille « argile »	4 μ	

Les phases représentées sur le graphique peuvent être moins nombreuses; on peut les choisir en fonction de la région étudiée. Il peut être suffisant, entre les conglomérats et les silts, de distinguer seulement deux catégories de grès, fins et grossiers séparés, par exemple, par la limite de 250 microns.

Les différentes phases détritiques font l'objet d'études pétrographiques, minéralogiques, morphoscopiques.

3. Phase solide inférieure à 4 μ

La phase inférieure à 4 μ , de taille granulométrique « argile » est généralement constituée, pour une bonne part, de minéraux argileux appartenant à une phase pouvant être détritique ou chimique ; la distinction n'est pas toujours aisée. Le critère de la taille des particules perd de son importance et n'est pas d'application facile. L'étude de la région doit permettre de définir une suite décroissante

théorique des minéraux argileux en fonction de leurs caractères hérités ou néoformés. Nous avons adopté ici la suite kaolinite-illite-montmorillonite-attapulгите. Les proportions relatives approchées peuvent être données à partir de l'étude aux rayons X (MILLOT, 1952) ou de l'analyse thermique.

Dans la représentation graphique, les proportions des différents minéraux argileux pourront être représentées suivant l'ordre indiqué si l'importance de la phase argileuse le permet.

4. Phase chimique

Cette phase comprend principalement l'oxyde de fer, les carbonates non détritiques, ainsi que les évaporites. Dans l'étude de la roche il faut distinguer, si possible, la part de cette phase déposée au moment de la sédimentation et la part due aux phénomènes épigénétiques et d'altération. Par exemple, le gypse pourra être précipité ou provenir de l'oxydation de sulfures. La distinction est importante pour la reconstitution du milieu de dépôt.

Les données du laboratoire sont généralement insuffisantes pour permettre ces reconstitutions, et les observations de terrain à l'échelle locale ou dans le cadre d'ensemble sont indispensables pour appuyer le raisonnement.

Ce sont également les données de la géologie régionale qui doivent permettre le choix de l'ordre respectif des différents constituants chimiques dans la séquence virtuelle idéale que figure la représentation graphique.

En effet, contrairement à la phase détritique pour laquelle l'ordre est imposé par une décroissance dimensionnelle, la place des différents constituants chimiques peut être discutée. La suite doit se rapprocher de l'ordre théorique de précipitation dans un bassin en s'éloignant de la côte, c'est-à-dire de la succession des dépôts dans une transgression. Mais la pratique montre la difficulté de cette figuration (cas des évaporites, du fer, discuté plus loin, etc...). De même, la place de certaines argiles (attapulгите) par rapport aux calcaires est également mal définie.

Pour simplifier le schéma, nous avons représenté les argiles groupées ensemble avant les calcaires.

Une étude sédimentologique bien conduite doit aboutir à la connaissance et à l'étude des différentes phases, en tenant compte de leurs proportions. Chaque phase peut être isolément soumise à différentes études, en fonction de sa nature :

Analyse microscopique : nature et forme des éléments, minéraux lourds, morphoscopie, « fabrique », etc...

Analyse chimique

Analyse aux rayons X

Analyse spectrographique

etc...

En outre, d'autres études doivent être conduites simultanément :

Paléontologie et micropaléontologie (microfaunes et pollens)

Variation des teneurs des éléments en traces

etc...

mises en parallèle avec d'autres données du terrain, par exemple, dans le cas de sondages : carottage électrique, neutronique ou propriété d'ensemble morphologique.

Il faut également tenir compte de la forme sous laquelle se présente la phase chimique. Ainsi, à titre d'exemple, une roche ayant une phase chimique (oxyde de fer, phosphate, calcaire, etc...) sous forme oolithique de granulométrie comprise entre 500 et 1 000 μ pourra être considérée de deux points de vue. Sa genèse géochimique sera éclairée en ajoutant pondéralement la matière des oolithes à la phase chimique. Son mode de dépôt pourra être interprété en ajoutant les oolithes à

la phase granulométrique de même dimension. On obtiendra ainsi des données sur le milieu chimique de genèse et sur le milieu mécanique de dépôt.

Enfin, il convient de ne jamais négliger l'importance de l'arrangement et de la disposition des différentes phases définissant la texture et la structure de la roche observée sur le terrain ou au microscope, en lame mince (micro-faciès, fabrique).

On dispose alors du maximum de données utilisables pour l'interprétation des milieux et des environnements permettant les reconstitutions paléogéographiques.

B. — LES COURBES REPRÉSENTATIVES DES PHASES

Dans les bandes analytiques de chaque roche caractérisant un horizon d'une succession lithologique, les phases sont disposées dans l'ordre décroissant de taille, de la droite vers la gauche. Dans cette représentation, les courbes caractérisant chaque phase, ou la somme des phases situées de part et d'autre de la ligne joignant les limites entre phases, ont une inclinaison fonction de la variation de la taille des éléments sédimentés, qui est dans le sens de celle des courbes obtenues par LOMBARD à partir de la disposition décroissante, de gauche à droite, des termes de la série virtuelle. C'est-à-dire que la courbe s'incline de gauche à droite, en montant dans la série si la répartition verticale moyenne se fait des grossiers vers les fins et les chimiques (séquence positive de LOMBARD), dans le sens inverse dans le cas d'une répartition opposée. Le premier cas correspond à une série transgressive et le second à une série régressive.

Si on ne dispose pas de mesure de porosité, la représentation des pourcentages cumulatifs se fait à partir des poids d'éléments solides en négligeant la phase fluide. Dans tous les cas, il est commode de représenter la porosité en volume dans un diagramme indépendant parallèle aux autres courbes. La courbe de porosité donne des indications, notamment sur les possibilités de circulation et d'action des fluides sur la roche.

Une des 5 ou 6 courbes séparant les phases présente un intérêt important pour comparer des coupes voisines et indiquer le sens des variations de faciès : c'est la ligne séparant l'ensemble des phases détritiques de l'ensemble des phases chimiques. Cette ligne caractérise un aspect global du sédiment. Sa position exacte est assez arbitraire : elle se situe généralement au sein de la phase argileuse, les minéraux argileux pouvant appartenir à l'une ou à l'autre des phases. Chaque cas particulier doit être envisagé séparément et l'origine supposée des argiles déduite d'un ensemble de caractères que nous dégagerons plus loin. Dans les cas douteux, il peut être commode de placer cette limite entre l'illite et la montmorillonite dans la suite des minéraux kaolinite-illite-montmorillonite-attapulгите.

Cette figuration donne, en quelque sorte, une représentation de la part de la sédimentation héritée par transport mécanique et de la part précipitée à partir des éléments dissous ou dispersés. C'est cette courbe qui peut donner une première idée sur le mode de genèse du sédiment, que le détail des phases vient préciser.

a) Comparaison des courbes de coupes homologues

La comparaison de deux coupes d'une même série peut se faire en superposant les deux familles de courbes. L'échelle des hauteurs peut être modifiée pour mettre en parallèle des niveaux équivalents. Il peut être commode de hachurer de façon différente l'espace entre les courbes correspondant aux différences positives ou négatives des mêmes phases dans les deux groupes (fig. 121).

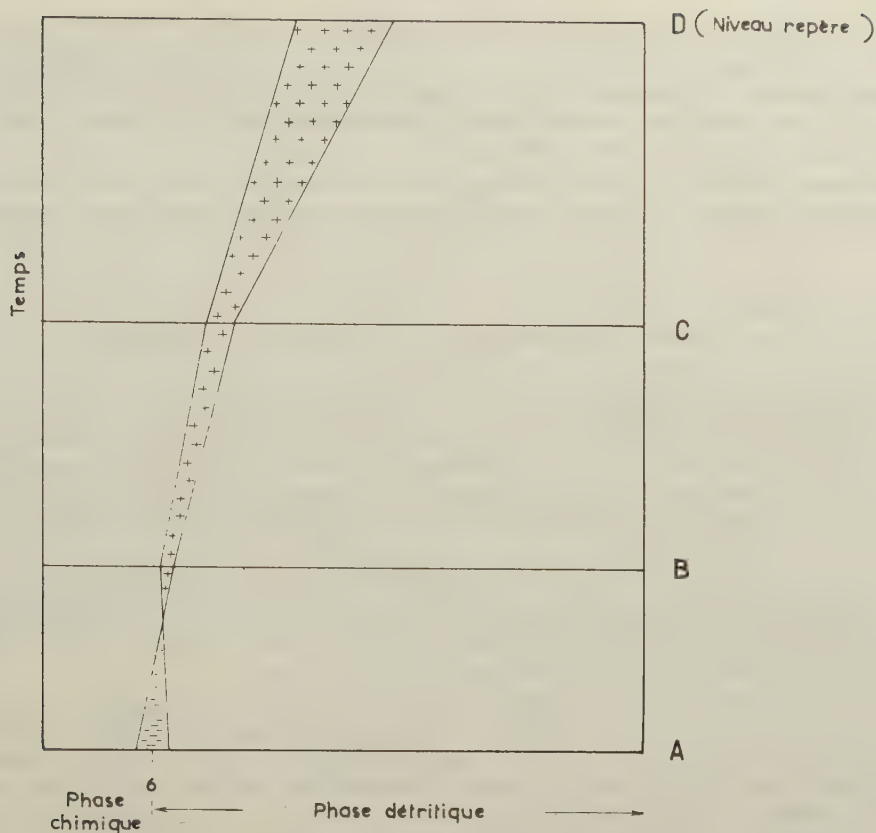


FIG. 121. — Comparaison de l'évolution d'une série en deux points.
(Variation positive et négative des proportions des phases chimiques et détritiques).

b) Vitesse de sédimentation et représentation dans le temps

Généralement, l'échelle des hauteurs adoptée correspond à la distance verticale entre les différents échantillons prélevés; elle est fonction de l'uniformité ou de la variabilité des niveaux. La forme des courbes se trouve en relation avec la puissance des niveaux. Cette échelle verticale, graduée en unité de longueur est complexe et fonction de la vitesse de sédimentation.

Il peut être intéressant de comparer les phénomènes dans le temps. Cela n'est possible que si l'on possède des mesures d'âge absolu, ou dans le cas de coupes d'ensemble s'étendant sur un laps de temps important comprenant plusieurs étages géologiques dont l'âge est connu (HOLMES, 1959). Dans ce cas, l'échelle des hauteurs est prise proportionnelle aux temps, les niveaux de même nature sont comprimés ou dilatés, les lacunes explicitées (WHEELER, 1953, 1957). On obtient alors des indications sur les vitesses de sédimentation relatives.

c) Représentation globale de l'échantillon et représentation d'une phase particulière

Le mode de représentation indiqué ici donne des indications sur l'ensemble des phases constituant la roche étudiée. A côté de cette représentation globale, on peut représenter par des courbes indépendantes la variation quantitative d'un minéral particulier (zircon, staurotide, etc...).

En outre, on peut parfois insister sur l'étude d'une phase particulière dont les constituants sont représentés en pourcentages cumulatifs, dont le total est rapporté non pas à l'ensemble de la roche, mais à la phase envisagée. Un exemple de cette représentation est donné ici par la fig. 164 indiquant la variation de la phase argileuse dans les roches du Paléozoïque du Djado, imitée de celle adoptée par G. MILLOT (1959, in SLANSKY, CAMEZ, MILLOT).

D'autres données comme l'évolution des minéraux interstratifiés, le rapport oxydes/sulfures, ou clastiques grossiers/clastiques fins, etc..., peuvent donner lieu également au tracé de courbes particulières.

d) *Représentation minéralogique et représentation géochimique*

La figuration de la phase argileuse et chimique se fait à partir de minéraux. Mais, dans certains cas, il peut être fructueux de représenter la variation de teneur moyenne de la roche en éléments donnés par l'analyse chimique. En effet, les minéraux représentatifs ont une composition qui peut être assez variable en fonction de divers facteurs, et notamment de leur milieu de genèse, et la connaissance de la proportion des différents éléments est importante pour les interprétations géochimiques.

On peut ainsi représenter la variation des éléments les plus abondants constituant les roches, surtout pour celles dont la phase détritique est peu importante. Mais il est souvent intéressant d'étudier la variation des éléments rares en trace qui, dans certains cas, donnent des indications sur l'évolution tardive du sédiment ou ses altérations (vanadium, etc...).

Dans ces cas, il est intéressant de considérer la position de la courbe représentative des teneurs par rapport à la droite figurant le clark de l'élément. Il est, aussi, souhaitable de calculer des clarks régionaux pour l'ensemble de la série stratigraphique ou pour un étage donné, afin de comparer l'évolution géochimique dans un cadre d'ensemble et chercher à faire des bilans dans certains cas favorables. L'exemple théorique de la répartition du fer dans les principaux types de sédiments est illustré ainsi dans la figure 171.

C. — *INTERPRÉTATION GLOBALE DE LA SIGNIFICATION DES PHASES DANS LE CYCLE SÉDIMENTAIRE*

Les éléments constitutifs des roches, dissociés par les différentes méthodes d'étude et d'analyse, peuvent ensuite être regroupés en phases qui peuvent être caractérisées par leur comportement dans le cycle sédimentaire.

On peut distinguer :

1. *Une phase chimique migratrice instantanée en solution ou pseudo-solution* transportée par les nappes d'eau et les eaux courantes (comportant en premier lieu Na, Mg, Cl, CO₃, etc...).
2. *Une phase détritique solide déplaçable mécaniquement* par les cours d'eau. On peut y distinguer des *minéraux* relativement inertes (quartz, zircon) et des *minéraux instables* (feldspaths, certaines argiles, etc...), les seconds pouvant être plus facilement détruits par les altérations dans le cas d'un transport trop lent et coupé d'interruptions en climat suffisamment humide.

En période biostatique, l'importance quantitative de cette phase serait considérablement réduite, surtout dans les termes les plus grossiers. Elle n'est cependant, sans doute, jamais

nulle, comme l'atteste la quantité de matériaux charriés par les rivières en zone équatoriale même aplanie.

3. *Une phase chimique à vitesse de migration variable* suivant les conditions du milieu. Par exemple, le Ca, dont la solubilité est très influencée par la température, le fer influencé par la quantité d'eau précipitée, la végétation, le drainage, etc...
4. *Une phase résiduelle minérale ou chimique*, peu sensible à l'action dissolvante de l'altération, et protégée de l'érosion par un environnement tectonique calme et une morphologie peu accidentée. La nature de cette phase est variable en fonction des précipitations et du drainage. L'alumine est l'élément essentiel, parfois le fer.

Dans certains cas on peut encore distinguer, à côté des phases minérales détritiques ou chimiques, une phase d'origine organique ou biochimique : charbon, calcaire ou silice de tests, etc... L'intervention des organismes peut être essentielle dans les processus géochimiques, mais, en général, les organismes ne peuvent utiliser que les éléments chimiques disponibles et n'interviennent que pour augmenter ou diminuer leur solubilité ou leur électronégativité. Il est donc souvent suffisant, en première approximation, d'inclure cette phase dans l'ensemble chimique et biochimique.

La nature des éléments caractérisant chaque phase varie avec les conditions climatiques et morphologiques : le fer sera phase migratrice en période chaude très humide à forte végétation et dans les massifs bien drainés. Il sera phase résiduelle si la pluviométrie diminue ou en zone à drainage insuffisant (voir fig. 15).

Le comportement d'un élément à l'échelle géologique sera généralement la somme d'une longue évolution.

CHAPITRE II

GRANULOMÉTRIE DES SÉDIMENTS DU NIGER ORIENTAL

Ces études ont été effectuées au Laboratoire de Sédimentologie du S. G. P. M. à Dakar, alors dirigé par R. DARS, et avec la collaboration de J. BOIS et S. BACOU.

A. — TABLEAU DES ÉCHANTILLONS AYANT FAIT L'OBJET D'UNE ÉTUDE GRANULOMÉTRIQUE

N° Ech.	Origine	Description macroscopique	Formation ou âge
2003	W de l'apophyse SW de l'Azaouageur	Grès rouge conglomératique	Tazolé
2041	Golfe SE de l'Azaouageur à 1 m du socle	Grès violet bariolé	Echkar inf.
2052	25 km à l'ENE de l'Areschima	Alluvions grises sableuses	"Tafassasset"
2064	Egirigoudou, S, de la butte trapézoïdale	Grès beige clair fin à moyen, homogène, légèrement lité, à muscovite	Tanguérat
2070	Egirigoudou, au S de l'éch. 2064	Grès tendre, calcareux, gris violet	Tagrézou
2072	Erg à l'E de Tabellé	Grès calcaire blanc à Gastropodes	Alanlara
2097	Zagado	Grès mou blanc rosâtre	Angornakouer
2112	N d'Araguelal	Grès mou blanc jaunâtre	Tagrézou
2113	Sommet de Tanguérat	Grès beige clair à jaune, assez fin	Tanguérat
2115	SW de Tamascara	Grès grossier conglomératique	Angornakouer
2132	NE du mont des Addax	Grès argileux bleu violacé	Echkar inf.
2147	NNE du mont des Addax	Grès rose orangé	Echkar sup.
2155	In-Azaoua	Grès rouge moucheté	Dévonien
2174	N de l'adrar Bous	Grès fin argileux lité	Crétacé ou Dévonien ?

N° Ech.	Origine	Description macroscopique	Formation ou âge
2183	NW de l'adrar Bous	Grès très fin	Dévonien
2194	N de Takarit	Grès saccharoïde homogène fin, bleuté	Crétacé inf. Continental indifférencié
2201	Mont au S d'Arakao	Grès blanc grossier	Crétacé inf. Continental indifférencié
2210	Fazeï	Grès fin homogène saccharoïde	Formation d'Achegour
2214	11 km S d'Arengué	Grès très fin tendre à Lamellibranches	Formation de Kafra sup.
2229	33 km W de Tiffa	Sable à graviers	Formation du "Tafassasset"
2230	35 km W de Tiffa	Sable terreux calcaire gris beige verdâtre	Formation du "Tafassasset"
2253	20 km NW d'Ichgueg	Grès sableux blanc beige clair	Formation d'Echkar
2254	20 km NW d'Ichgueg	Sable argileux	Formation d'Echkar
2257	Falaise d'Akarazeras	Grès crayeux très fin	Formation d'Echkar (sup. ou Farak)
2270	Falaise d'Akarazeras	Grès beige grossier lité	Formation d'Echkar (sup. ou Farak)
2272	30 km NE Kow-Kakil	Sable de dune ancienne	Quaternaire (aride)
2273	18 km NE de Kow-Kakil	Limon tufacé gréseux calcaire	Quaternaire (humide)
2276	Puits de Kow-Kakil (déblais)	Grès très fin sableux, argileux	Formation de Farak
2280	Puits d'Irawaten (déblais)	Grès fin argileux lité, micacé, gris jaune violacé	Formation du Koutous ou de Farak
2281	Puits d'Inéfiren (déblais)	Grès sableux blanc, assez grossier à ciment poudreux	Formation du Koutous
2283	Puits d'Aborak (déblais)	Grès argileux jaunâtre	Formation du Koutous (remanié ?)
2289	Puits de Talrass (déblais)	Grès très fin argileux blanc	Formation de Farak
2303	Puits de Kandel Fadeï (déblais)	Argile massive gris clair à vert	Cénomanién
2304	Puits de Kandel Fadeï (déblais)	Grès vert glauconieux	Cénomanién
2306	Puits de Kandel Fadeï (déblais)	Grès très fin argileux jaune	Cénomanién
2308	Puits de Bouguinjani (déblais)	Grès grossier bariolé	Formation de Farak
2309	Puits de Bouguinjani (déblais)	Grès fin blanc	Formation de Farak
2332	W de Zinder	Grès beige rose clair assez grossier à ciment argileux	Formation du Koutous
2337	W du mont Ouamé	Grès assez grossier bariolé	Formation du Koutous

N° Ech.	Origine	Description macroscopique	Formation ou âge
2340	Puits de Maïkarengira	Grès assez grossier, rose, argileux	Formation du Koutous
2350	Puisard de Taossa	Grès grossier sableux, orangé	Formation du Koutous (remanié ?)
2357	Cuvette de Tchiraoua	Grès argileux ferrugineux	Formation du Koutous (remanié)
2365	Puits de Zaouazaoua (déblais)	Grès argileux assez grossier blanc à vert pâle	Formation du Koutous
2421	NE Yoo Foudi (NF. 33-VIII 004)	Grès gris blanc homogène, tendre	Carbonifère
2428	WK. Atchi (NF. 33-IX 334)	Grès rouge lité, arkosique	Carbonifère sup. Continental ?
2430	WK. Atchi (NF. 33-IX 334)	Grès fin, homogène blanc beige, rosé	Carbonifère sup. Continental ?
2438	SK. Atchi (NF. 33-III 010)	Grès beige à marron clair, homogène, tendre	Carbonifère
2460	S Aba K. (NE 33-X 482)	Grès sableux fin	Ordovicien Gothlandien
2474	30 km N Eneri Tao	Grès sableux blanc	Ordovicien
2486	20 km N Afo (NF. 33-X 307)	Grès fin beige rosé à zones grossières	Ordovicien Gothlandien
2491	20 km N Afo (NF. 33-X 307)	Grès micacé beige roux	Gothlandien
2500	SE Wouringai	Grès brun, assez homogène	Dévonien moyen
2508	NNE Wouringai (NE 33-X 251)	Grès brun rose assez grossier	Dévonien inf.
2509	NNE Wouringai (NE 33-X 251)	Grès fin blanc	Dévonien inf.
2586	60 km NE Toummo (NE 33-XV 41)	Grès fin micacé, lité, tendre, gris beige	Viséen sup. (+ 27 m de la L. Pro. 1)
2626	NW Yat	Grès à ciment argileux violacé à nombreux gros quartz dispersés	Crétacé indifférencié
2653	Pic Zumri (Séguédine)	Grès grossier conglomératique tendre	F. de l'Emi-Bao
2659	14 km W Séguédine	Grès très fin blanc tendre, sableux	F. de Séguédine
2665	13 km S Arentigué	Grès rose violacé, à Lamellibranches	F. de Kafra
2676	WNW Arentigué (NF. 33-I 194)	Argile silteuse gréseuse blanche un peu litée	F. d'Arentigué
2682	WNW Arentigué (NF 33-I 194) (+ 17 m)	Grès argileux bariolé blanc lilas violet	F. d'Arentigué
2691	30 km NW Zumri	Grès grossier blanchâtre à stratification entrecroisée	F. d'Arentigué
2697	Coupe mt. Séguédine Emi Bao base	Sable blanc homogène, très fin	F. de Séguédine
2698	Coupe mt. Séguédine (+12 m)	Grès sableux, fin rose	F. de l'Emi Bao
2700	Coupe mt. Séguédine (+14 m de la base)	Conglomérat : grès violet à galet d'argile blanche	F. de l'Emi Bao
2702	Coupe mt. Séguédine (+22 m de la base)	Grès sableux rose pâle, fin, homogène	F. de l'Emi Bao

N° Ech.	Origine	Description macroscopique	Formation ou âge
2703	Coupe mt. Séguédine (+ 40 m de la base)	Grès grossier rose	F. de l'Emi Bao
2704	Coupe mt. Séguédine (+ 41 m de la base)	Argile grise sableuse	F. de l'Emi Bao
2706	Coupe mt. Séguédine (+ 52 m de la base)	Grès rose pâle terreux conglomératique	F. de l'Emi Bao
2707	Coupe mt. Séguédine (+ 75 m de la base)	Grès fin rosâtre à gros quartz	F. de l'Emi Bao
2709	Coupe mt. Séguédine (+ 110 m de la base)	Grès grossier tendre beige roux	F. de l'Emi Bao
2717	Coupe mt. Oleki (+ 30 m plaine)	Argile silteuse à gros quartz, blanchâtre à bariolé	Crétacé F. de l'Oleki
2718	Coupe mt. Oleki (+ 34 m plaine)	Argile silteuse à gros quartz, blanchâtre, tendre	Crétacé F. de l'Oleki
2719	Coupe mt. Oleki (+ 37 m plaine)	Grès beige roux, hétérogène	Crétacé F. de l'Oleki
2720	Coupe mt. Oleki (+ 57 m plaine)	Argile gris violacé à gros quartz	Crétacé F. de l'Oleki
2721	Coupe mt. Oleki (+ 60 m plaine)	Grès grossier rose terreux, saumon	Crétacé F. de l'Oleki
2723	Coupe mt. Oleki (+ 105 m plaine)	Grès à ciment argileux	Crétacé F. de l'Oleki
2725	Férouane (NF. 33-II 104)	Grès beige jaune chamois, tendre à graviers et stratification entrecroisée	Crétacé indifférencié (Emi Bao ?)
2737	Dadafuy (+ 22 m de la base)	Grès assez grossier beige roux, tendre	Viséen inf.
2739	Dadafuy (+ 102 m de la base)	Grès jaune vif, fin, homogène	Viséen inf. ou Crétacé ? (limite)
2754	Arkeisi E (NF. 33-II 32)	Grès grossier tendre, beige à rouille	Crétacé indifférencié (Emi Bao)
2761	Piste Dada-Dao	Argile gréseuse violette bariolée	Crétacé indifférencié (Emi Bao)
2772	Piste Dao-Madama km 60	Grès rose orangé fin assez homogène	Carbonifère supérieur continental
2778	56 km WSW Séguédine	Grès très fin violacé, tendre, lité	F. de Séguédine
2781	57 km WSW Séguédine	Grès très fin jaune lité micacé	F. de Séguédine
2784	59 km WSW Séguédine	Grès très fin gris violacé, lité, fossilifère	F. de Kafra sup.
2815	9,4 km E Cheffadène	Grès très fin blanc, argileux	F. de Cheffadène
2821	18 km SW Arentigué	Grès fin beige chamois, lité, homogène	F. de Kafra inf.
2823	18 km SW Arentigué (+ 15 m de 2821)	Grès gris verdâtre, fin, homogène.	F. d'Arentigué

N° Ech.	Origine	Description macroscopique	Formation ou âge
2827	4 km W Arentigué, N réjem XVI	Grès verdâtre fin	F. d'Arentigué
2828	4 km W Arentigué, réjem XVI (+ 12 m)	Grès vert pâle à jaune	F. d'Arentigué
2852	16 km ESE Cheffadène	Grès fin homogène beige siliceux	F. de Cheffadène

B. — RÉPARTITION DES ÉCHANTILLONS ÉTUDIÉS (GRANULOMÉTRIE)

Quaternaire

Formation du "Tafassasset" - (Ténéré) 2052 - 2229 - 2230	Fluvio - lacustre du Sud 2273
Dunes anciennes 2272	

Crétacé

Age proposé	Téfidet	Sud de l'Aïr-Tégama	Nord de l'Aïr	Région sud Koutous et Zinder
Cénom. sup. Turon. inf.		Cénomanién 2303 - 2304 - 2306	Crétacé inférieur indifférencié	Crétacé sup. continental et Crétacé indifférencié
Cénomanién inf.	F. d'Alanlara 2072	Formation de Farak 2276-2289-2308-2309	2174 ? - 2194 - 2201	2280-2281- 2283-2332- 2337-2340- 2350-2357- 2365
Crétacé inf.	F. de Tanguérat 2064-2113	Formation d'Echkar (partie sup.) 2147-2253-2254-2257-2270 F. d'Echkar (partie inf.) 2041 - 2132		
	F. de Tagrézou 2070-2112	Formation d'Elrhas		
	F. d'Angorhakoer 2097 - 2115	F. de Tazolé 2003		

Bassin de Bilma

Age proposé	Sud et Sud-Ouest	Nord-Est
Ter- tiaire ?	Formation de Bilma et de l'Emi Bao 2653-2698-2700-2702-2703-2704-2706-2707-2709	
Sénonien	Formation de Kafra sup. 2665-2784-2214	Formation de Séguédine 2659 - 2697 - 2778 - 2781
Turonien inf. Cénoma- nien sup.	Formation de Kafra inf. 2821	Formation d'Arentigué 2676 - 2682 - 2691 - 2823 - 2827 - 2828
Cénoma- nien inf.	Formation d'Ezerza (Alanlara)	Formation de Cheffadène 2815 - 2852
Crétacé inf.	Formation d'Achegour - Dibella 2210	Formation d'Achegour et de l'Oleki

Formation de l'Oleki et Crétacé
indifférencié de l'Est en majeure
partie équivalent de la formation
d'Emi Bao

2626 - 2717
2718 - 2719
2720 - 2721
2723 - 2725
2754 - 2761

Paléozoïque

Djado	Nord de l'Aïr
Carbonifère 2421 - 2428 - 2430 - 2438 - 2586 2737 - 2739 (?) - 2772	Dévonien 2155 - 2183
Dévonien 2500 - 2508 - 2509	
Ordovicien et Gothlandien 2460 - 2474 - 2486 - 2491	

C. — RÉSULTATS DE CALCULS DE PARAMÈTRES

- 1) Diamètre médian (Dm)
- 2) Classement (C)
- 3) Asymétrie (A)
- 4) Angulosité (K)

N°		P90	Q3	Dm	Q1	P10	C	A	K	Observations
Labo - ratoire	Géologue									
534	F. 2003	3040	1580	720	380	250	2,04	1,16	0,21	
537	F. 2041	570	455	349	250	120	1,35	0,93	0,23	
538	F. 2052	880	600	275	90	55	2,58	0,71	0,31	
539	F. 2064	210	174	138	106	78	1,28	0,96	0,26	
540	F. 2070	309	168	102	74	34	1,50	1,19	0,17	
541	F. 2072	340	184	98	62	36	1,72	1,19	0,20	
543	F. 2097	395	256	170	98	22	1,62	0,87	0,21	
544	F. 2112	412	317	197	120	42	1,62	0,98	0,27	
545	F. 2113	435	335	260	180	145	1,36	0,89	0,27	
546	F. 2115	1640	1095	620	355	190	1,76	1,01	0,25	
548	F. 2132	356	194	133	84	30	1,52	0,92	0,17	
549	F. 2147	525	385	285	230	190	1,29	1,09	0,23	
550	F. 2155	1690	1100	790	520	120	1,45	0,92	0,18	
551	F. 2174	970	570	350	160	70	1,89	0,74	0,23	
552	F. 2183	385	255	190	140	85	1,32	0,97	0,19	
553	F. 2194	925	670	480	300	120	0,15	0,87	0,23	
554	F. 2201	1170	870	570	320	185	1,65	0,86	0,28	
555	F. 2210	206	184	160	126	79	1,21	0,90	0,26	
556	F. 2214	134	102	74	30	12	1,84	0,56	0,29	
557	F. 2229	1700	1120	230	110	80	1,01	2,33	0,31	
558	F. 2230	1400	830	260	120	80	2,63	1,47	0,27	
559	F. 2253	630	440	280	165	115	1,63	0,93	0,27	
560	F. 2254	385	215	126	70	35	0,17	0,95	0,21	
561	F. 2257	114	80	54	22	10	1,91	0,60	0,28	
562	F. 2270	470	355	270	205	115	1,32	0,99	0,21	
563	F. 2272	460	360	260	165	99	1,48	0,88	0,27	
564	F. 2273	240	144	90	40	12	1,89	0,71	0,22	
565	F. 2276	168	102	66	40	23	1,60	0,94	0,21	
566	F. 2280	166	118	76	34	16	1,88	0,69	0,28	
567	F. 2281	500	350	225	145	15	1,55	1,00	0,21	
568	F. 2283	200	94	56	29	15	1,80	0,87	0,18	
569	F. 2289	148	92	34	20	10	2,14	1,59	0,26	
570	F. 2303	78	53	34	22	14	1,55	1,01	0,24	
571	F. 2304	200	128	84	32	11	2,00	0,58	0,25	
572	F. 2306	80	48	32	24	16	1,14	1,12	0,19	
573	F. 2308	505	235	99	35	15	2,59	0,84	0,20	
574	F. 2309	188	167	143	88	32	1,38	0,79	0,25	
575	F. 2332	600	500	380	145	20	1,86	0,50	0,31	
576	F. 2337	1750	1140	660	300	20	1,95	0,78	0,24	
577	F. 2340	915	720	530	320	60	1,50	0,82	0,23	
578	F. 2350	2900	1580	560	170	20	3,05	0,86	0,24	
579	F. 2357	920	620	270	60	20	1,02	0,51	0,31	
580	F. 2365	1205	580	310	170	90	1,85	1,03	0,18	
581	F. 2421	170	142	112	73	52	1,39	0,83	0,29	
582	F. 2428	284	210	171	60	12	1,87	0,43	0,27	
583	F. 2430	184	162	140	118	98	1,17	0,97	0,25	
584	F. 2438	338	286	242	196	158	1,21	0,96	0,25	
585	F. 2460	330	266	214	184	160	1,20	1,07	0,24	
586	F. 2474	400	296	223	180	148	1,28	1,07	0,23	

N°		P90	Q3	Dm	Q1	P10	C	A	K	Observations
Labo-ratoire	Géologue									
587	F. 2486	555	430	349	275	225	1,25	0,97	0,23	
588	F. 2491	182	128	94	67	34	1,38	0,97	0,21	
589	F. 2500	450	310	230	180	159	1,31	1,05	0,22	
590	F. 2508	715	500	300	215	155	1,52	0,75	0,25	
591	F. 2509	100	92	72	60	38	1,22	1,06	0,26	
592	F. 2586	190	102	72	56	30	1,35	1,10	0,14	
593	F. 2626	750	450	160	35	15	1,13	0,61	0,28	
594	F. 2653	1530	805	470	280	180	1,69	1,02	0,19	
595	F. 2659	176	151	134	108	90	1,18	0,91	0,25	
596	F. 2665	224	172	106	56	16	1,79	0,90	0,28	
597	F. 2676	184	130	76	38	18	1,83	0,85	0,28	
598	F. 2682	172	120	74	36	20	1,83	0,79	0,28	
599	F. 2691	1015	760	545	360	185	1,45	0,92	0,24	
600	F. 2697	155	136	116	91	71	1,22	0,92	0,27	
601	F. 2698	155	134	114	92	74	1,21	0,95	0,26	
602	F. 2700	393	284	200	142	81	1,41	1,01	0,23	
603	F. 2702	288	238	195	155	112	1,24	0,97	0,24	
604	F. 2703	2030	910	460	275	190	1,82	1,18	0,18	
605	F. 2704	128	54	14	10	8	2,32	2,75	0,18	
606	F. 2706	1970	1210	800	500	270	1,56	0,94	0,21	
607	F. 2707	550	355	250	185	140	1,38	1,05	0,21	
608	F. 2709	1700	1070	625	360	195	1,72	0,99	0,12	
609	F. 2717	360	222	104	35	16	2,52	0,72	0,27	
610	F. 2718	750	500	280	150	50	1,83	0,96	0,25	
611	F. 2719	850	565	375	225	165	1,58	0,90	0,25	
612	F. 2720	652	405	185	51	25	2,82	0,60	0,28	
613	F. 2721	350	270	202	164	100	1,28	1,08	0,21	
614	F. 2723	1420	980	640	360	30	1,65	0,86	0,22	
615	F. 2725	590	425	310	220	145	1,39	0,97	0,23	
616	F. 2737	530	445	385	300	185	1,22	0,90	0,21	
617	F. 2739	430	350	265	195	115	1,34	0,97	0,25	
618	F. 2754		2040	920	420	220				
619	F. 2761	740	290	120	40	30	0,27	0,80	0,18	
620	F. 2772	214	191	171	144	114	1,15	0,94	0,02	
621	F. 2778	97	75	62	48	31	1,25	0,94	0,20	
622	F. 2781	102	92	76	66	56	1,18	1,05	0,28	
623	F. 2784	88	72	68	62	34	1,08	0,96	0,09	
624	F. 2797									
625	F. 2815	127	68	42	32	23	1,46	0,12	0,17	
626	F. 2821	179	144	120	89	44	1,27	0,89	0,20	
627	F. 2823	248	190	140	99	34	1,38	0,96	0,21	
628	F. 2827	242	185	138	66	27	1,67	0,64	0,38	
629	F. 2828	240	186	136	94	42	1,41	0,94	0,23	
630	F. 2852	293	256	208	183	162	1,18	1,08	0,28	

Remarque : Certaines courbes n'atteignant pas les ordonnées 75 et 90, nous avons été obligé d'extrapoler.

Les chiffres en italique dans le tableau ne sont qu'approximatifs.

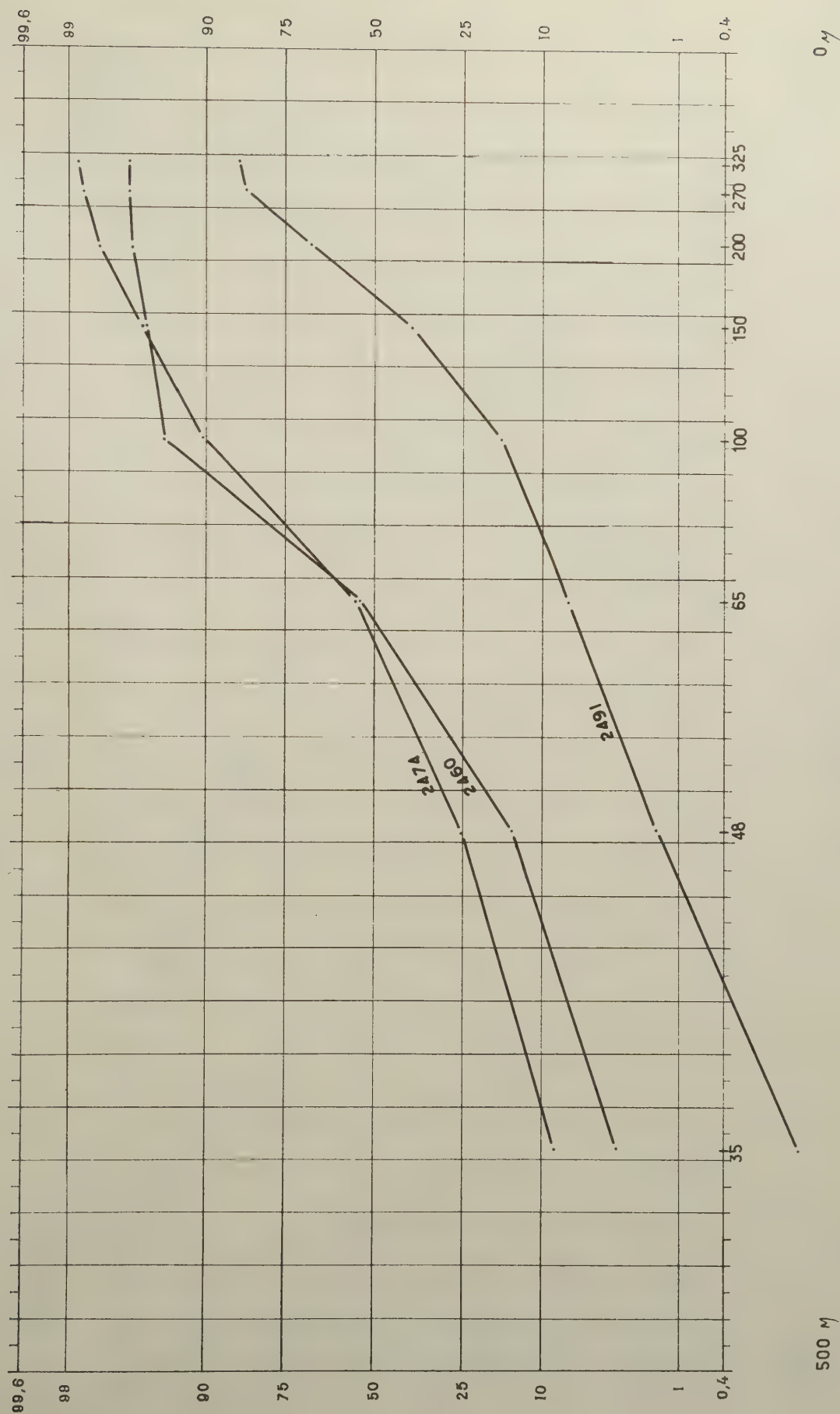


FIG. 125. — Paléozoïque. Ordovicien et Gothlandien.

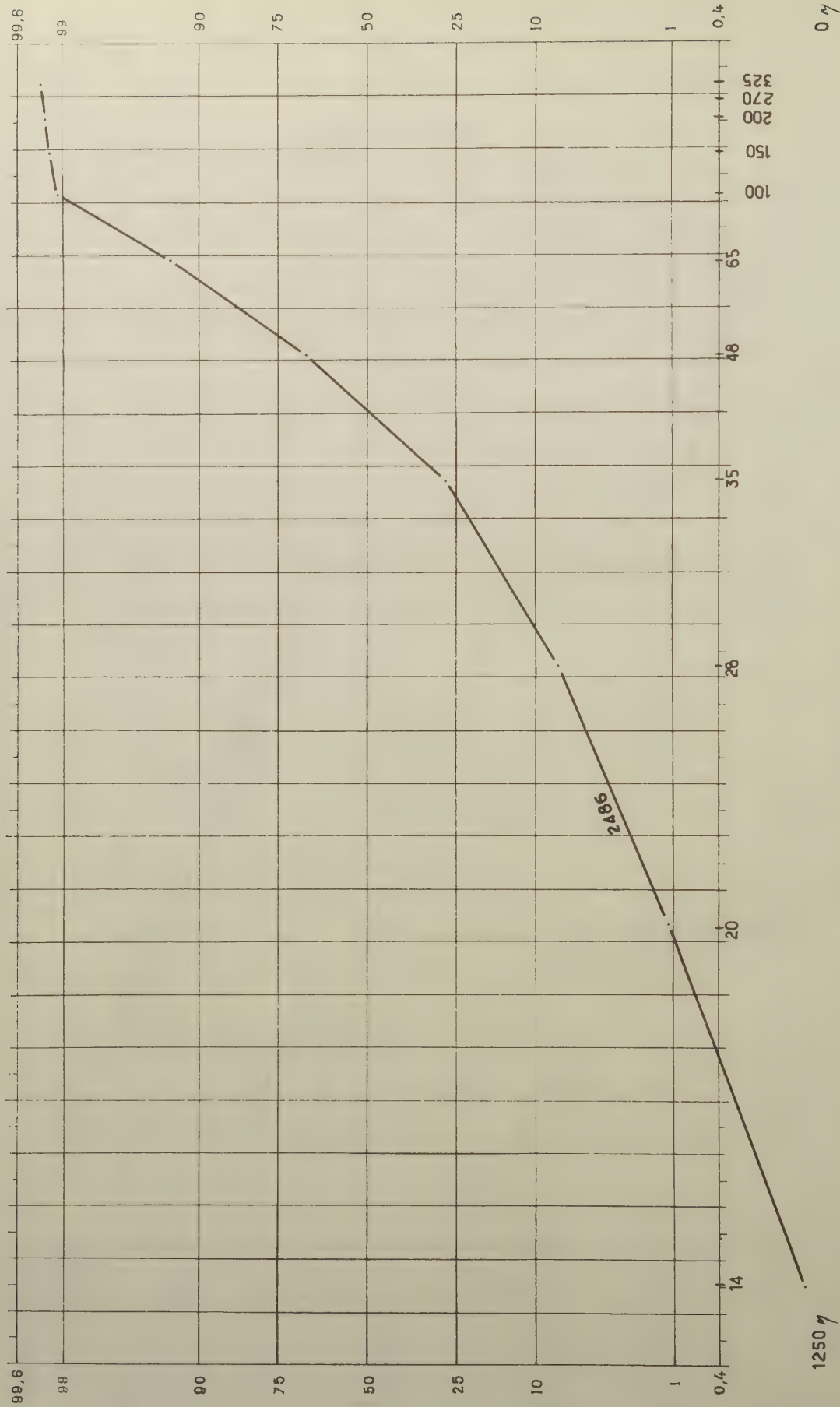


Fig. 126. — Paléozoïque. Ordovicien et Gothlandien.

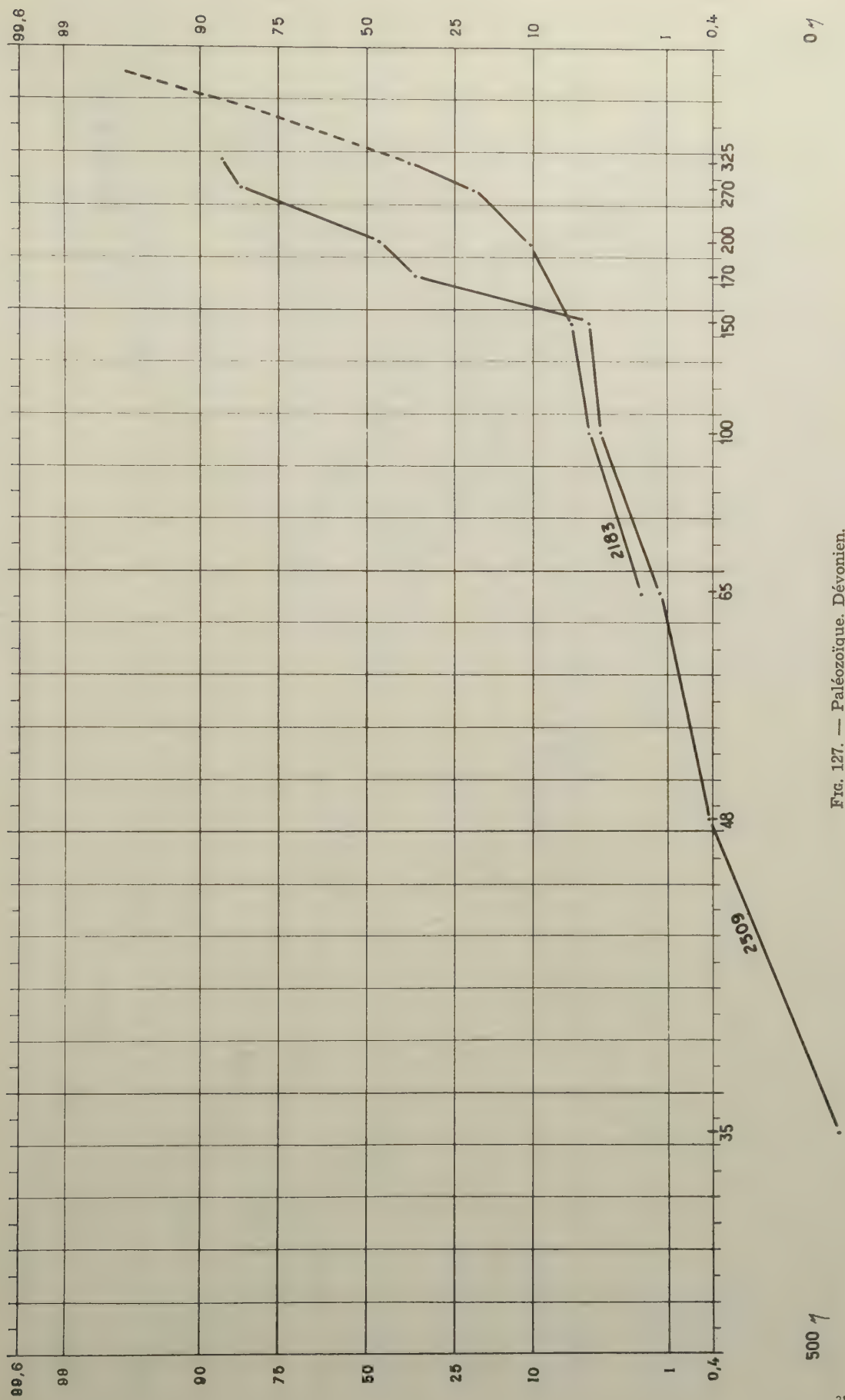


FIG. 127. — Paléozoïque. Dévonien.

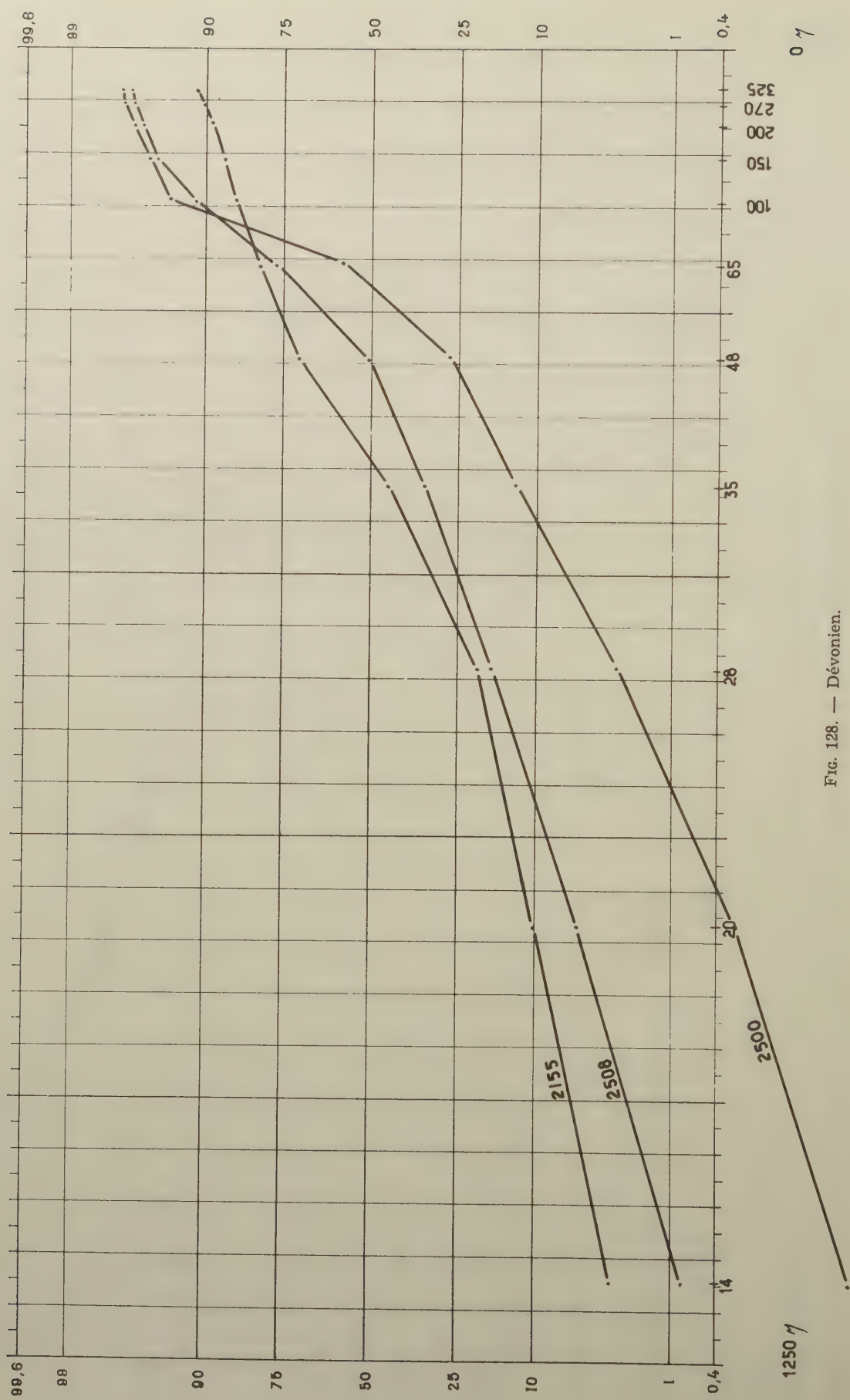


Fig. 128. — Dévonien.

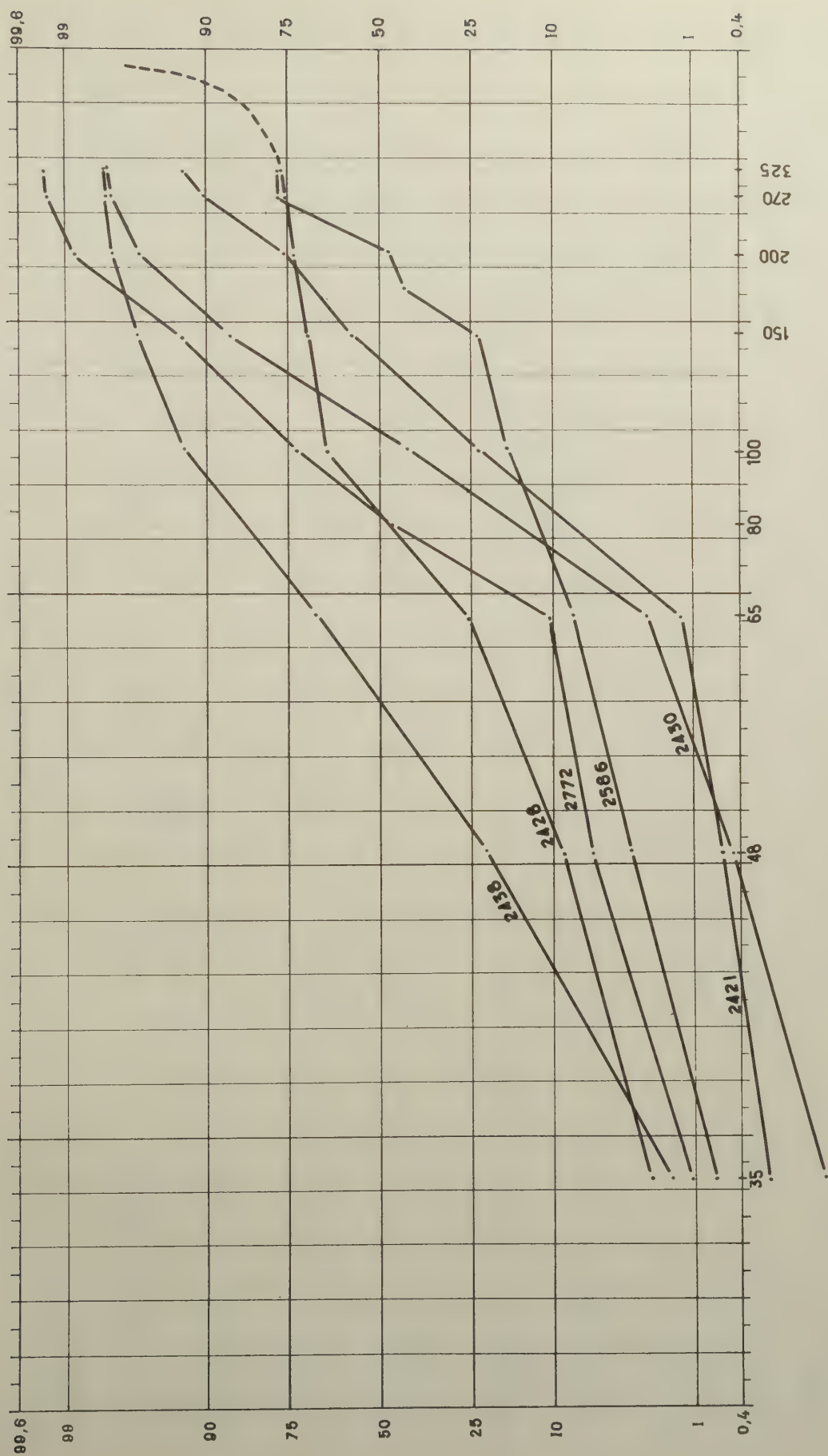


Fig. 129. — Paléozoïque, Carbonifère.

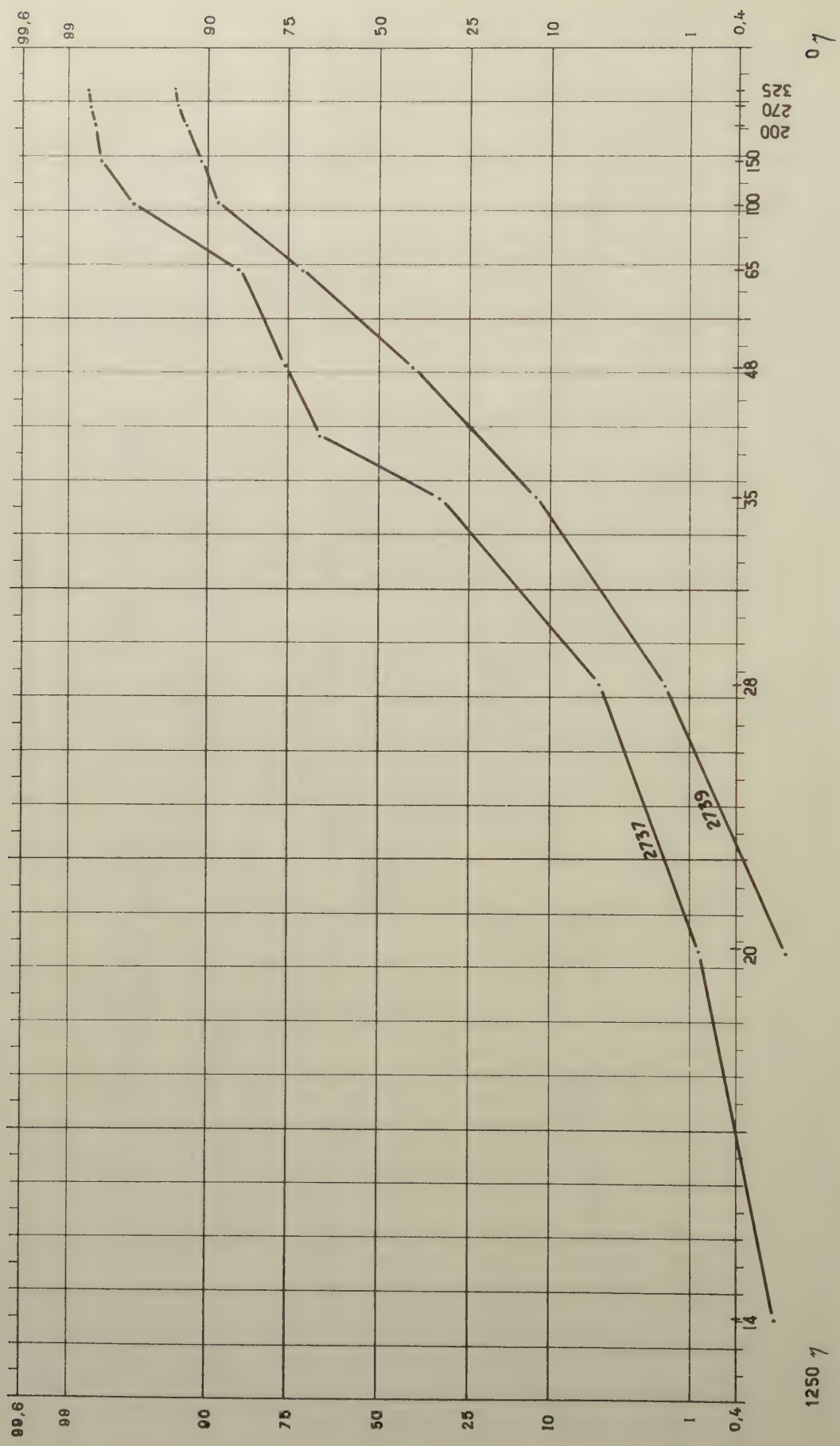


Fig. 130. — Paléozoïque. Carbonifère.

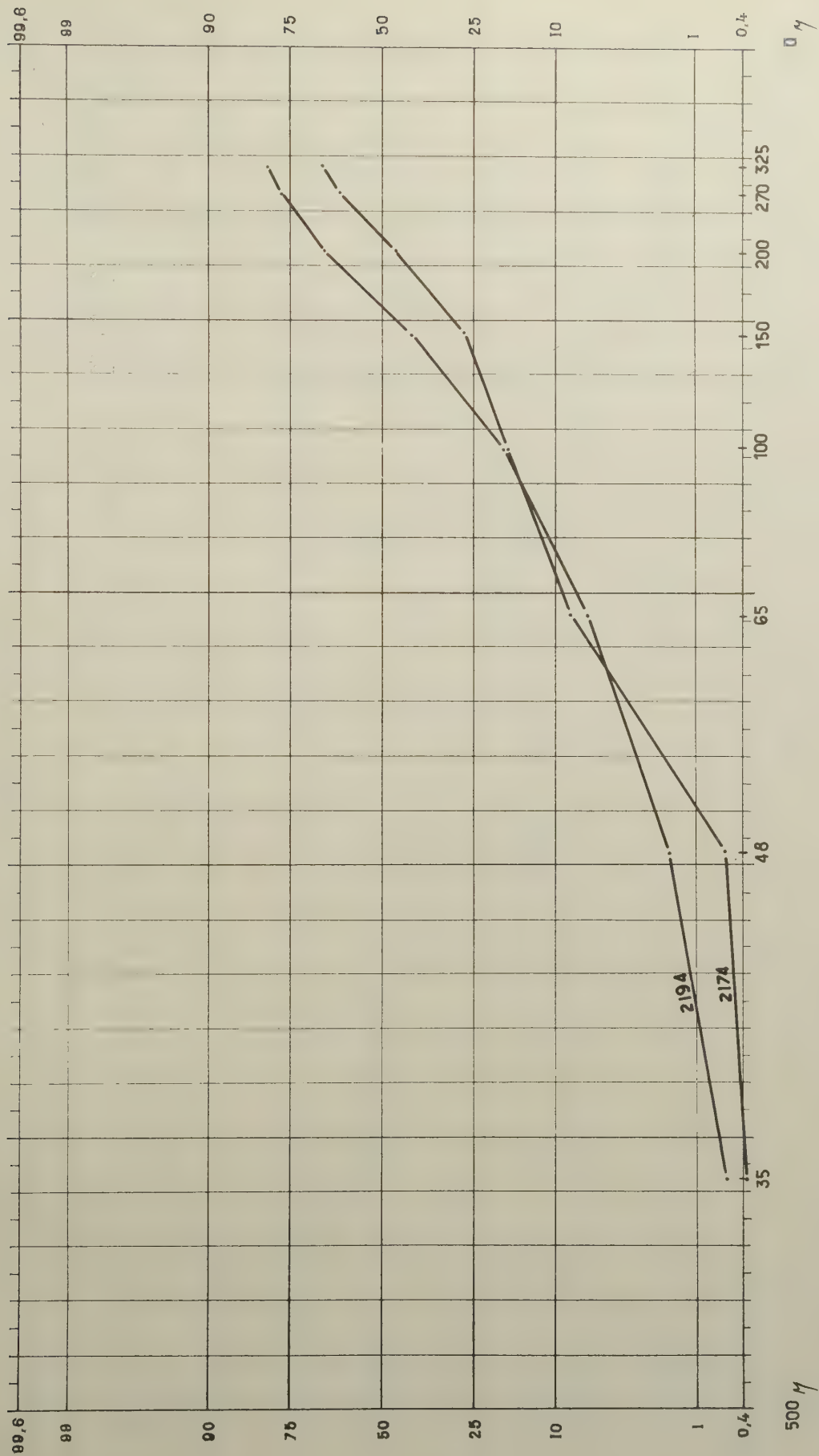


Fig. 131. — Nord de l'Air.

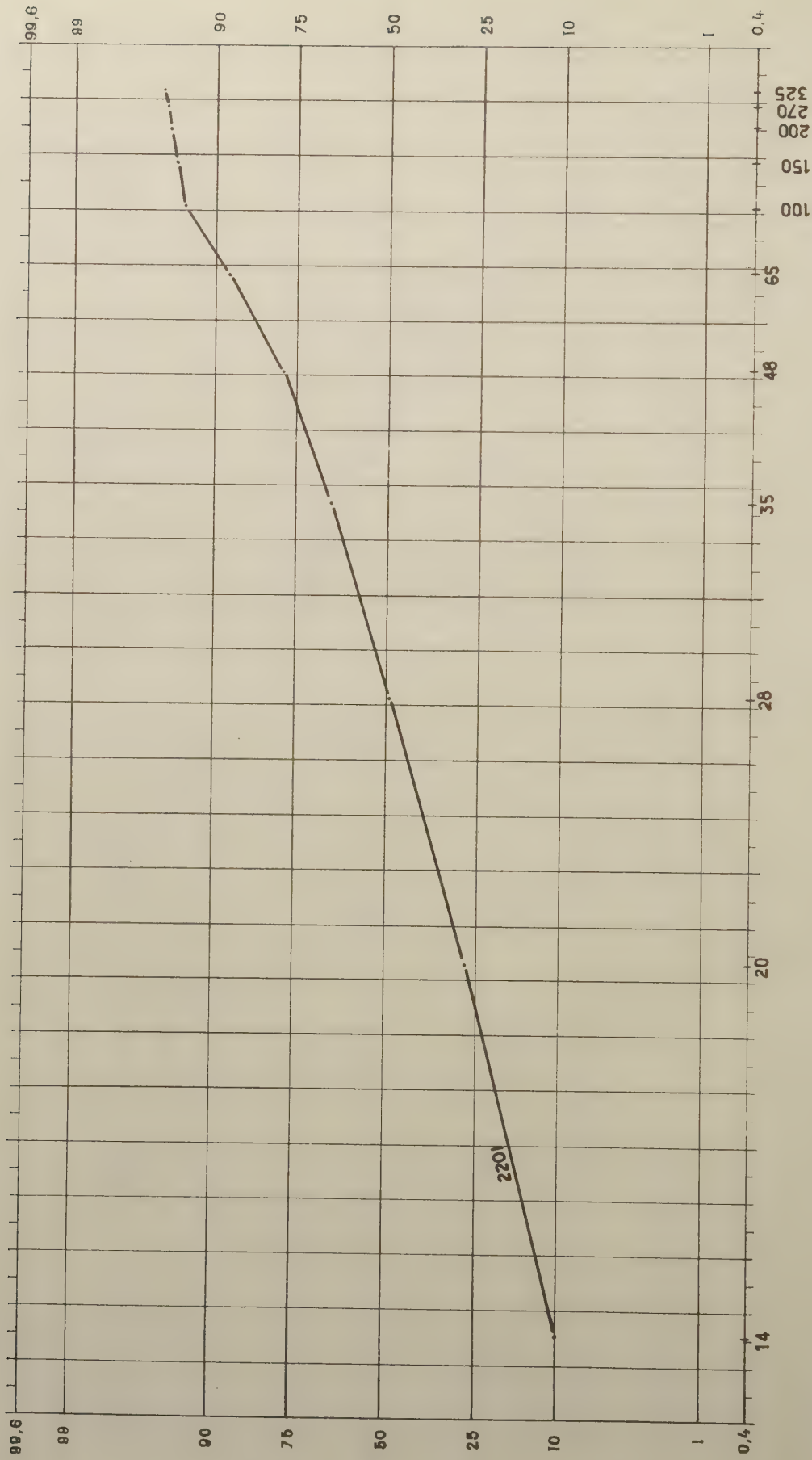


Fig. 132. — Nord de l'Air.

1250 m

0.7

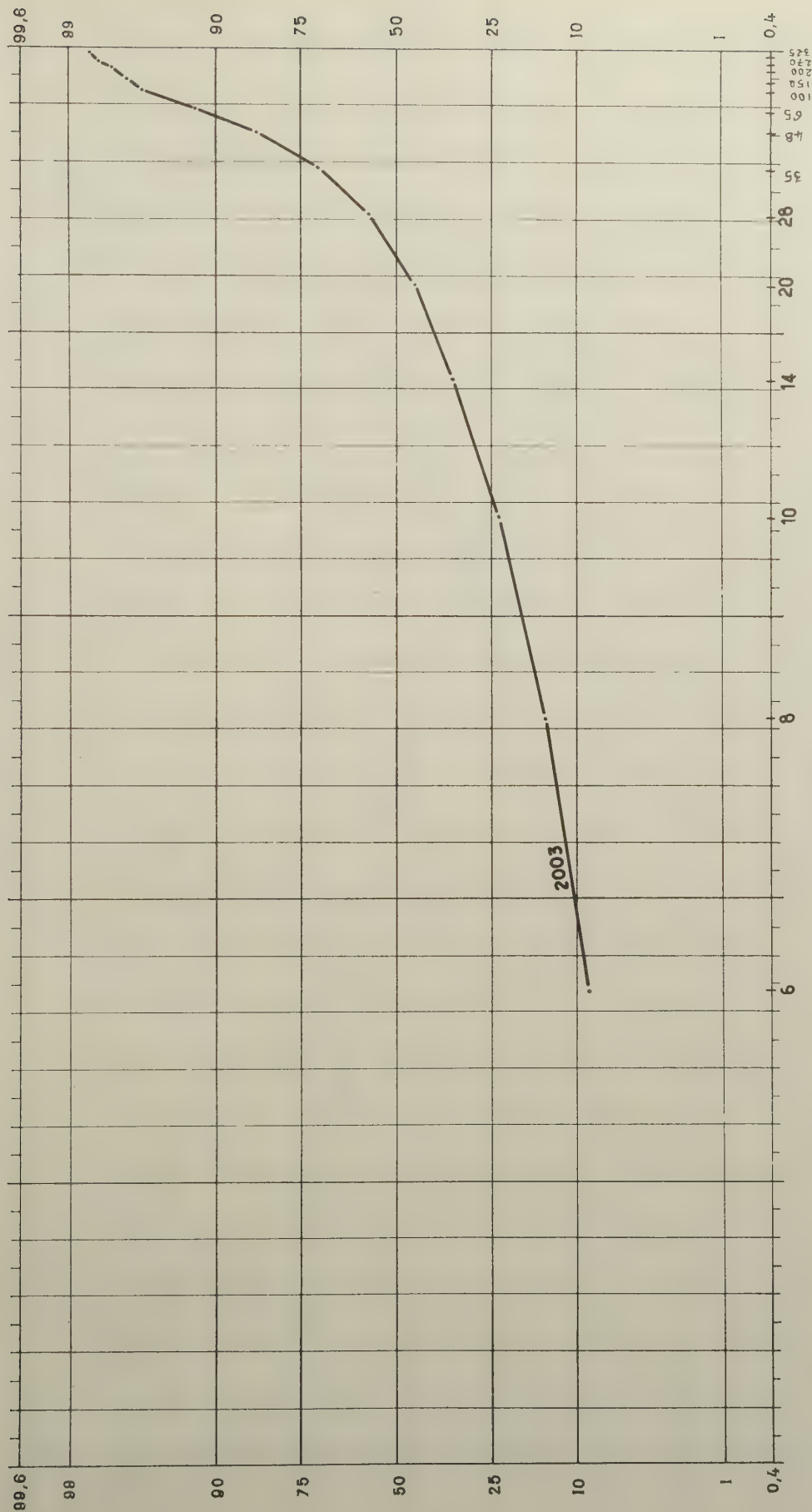


Fig. 133. — Sud et Est de l'Air. Formation de Tazolé.

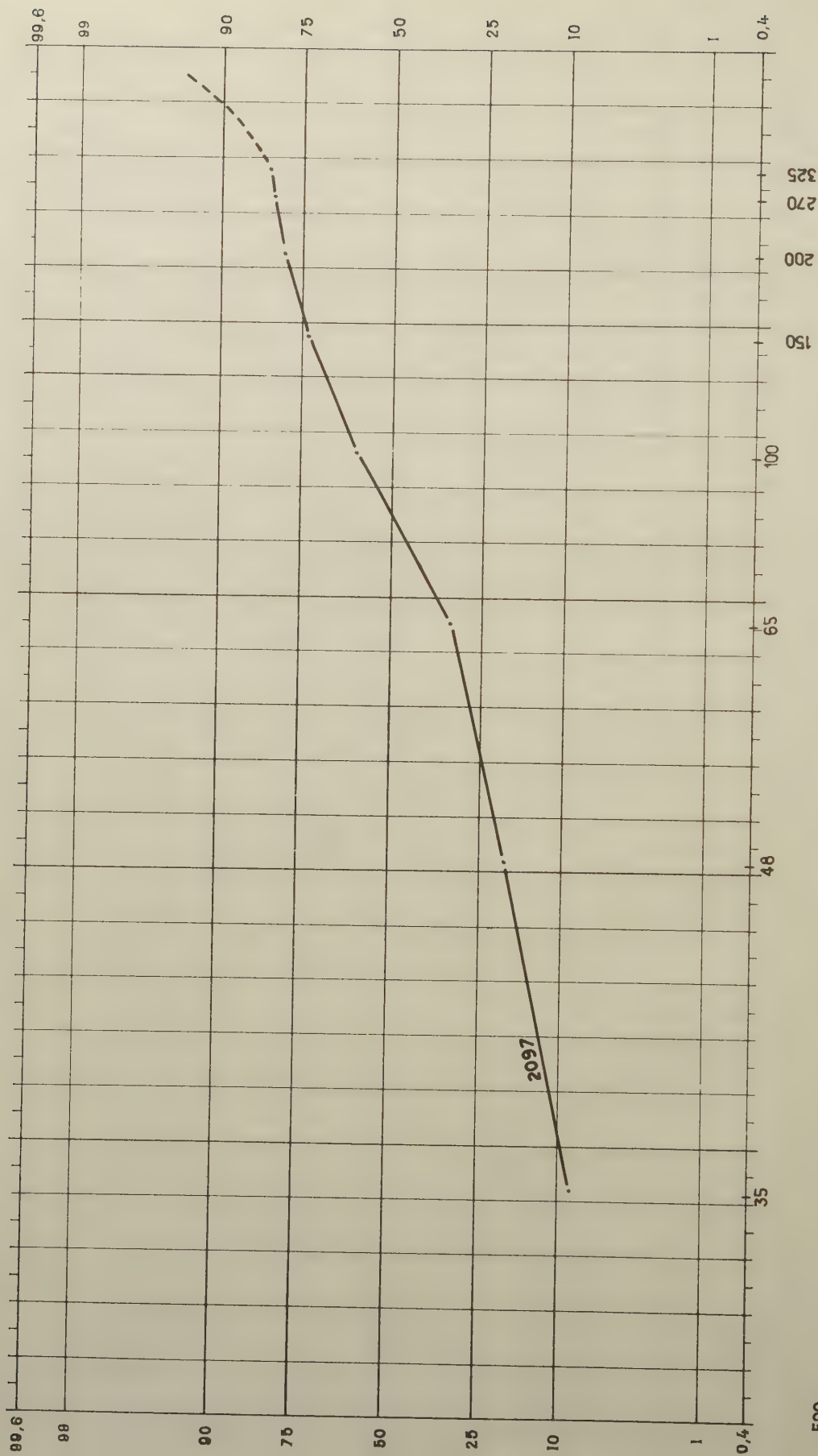


Fig. 134. — Formation d'Angornakouer.

0 7

500 7

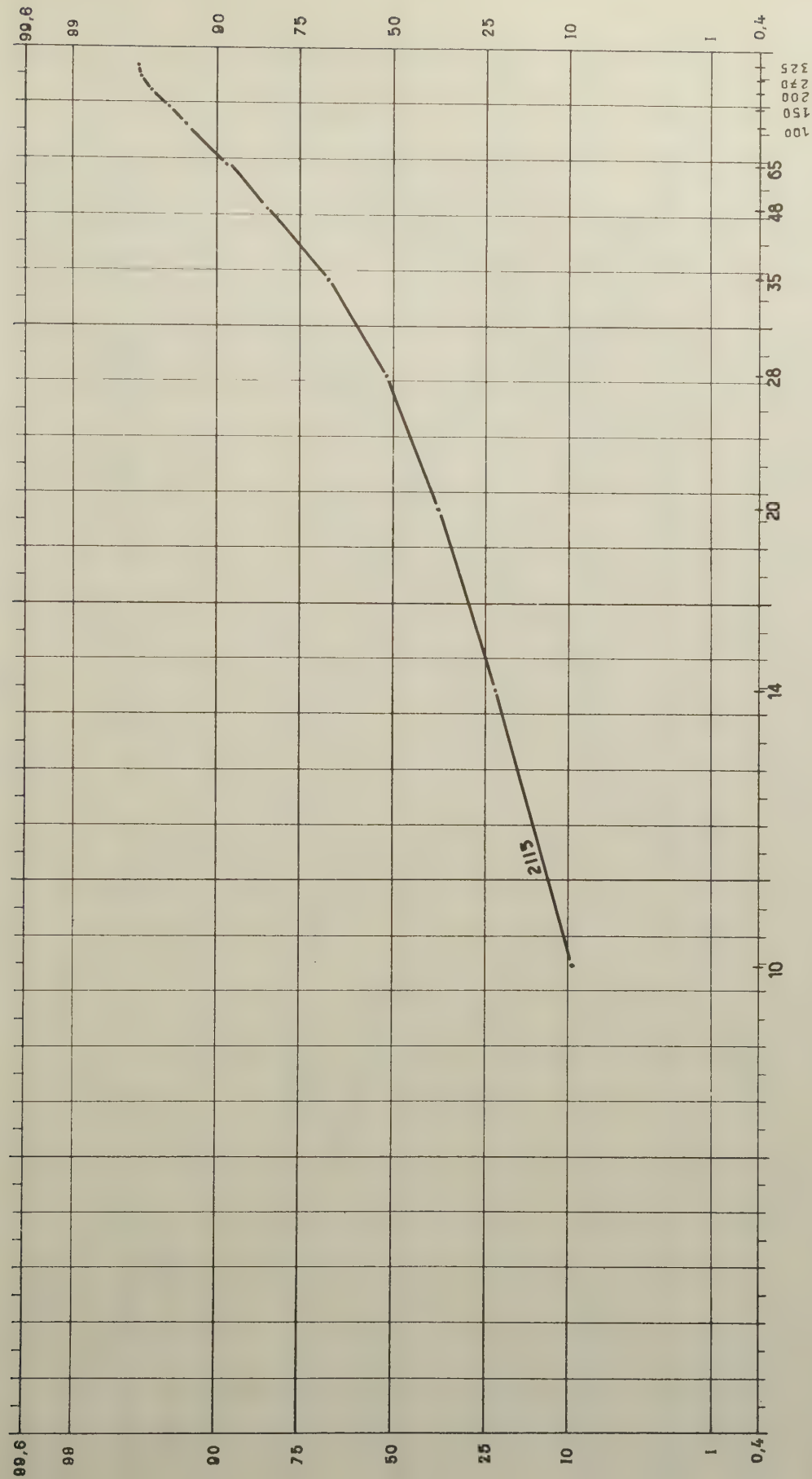


FIG. 135. — Sud et Est de l'Air. Formation d'Angornakouer.

2500

0 4

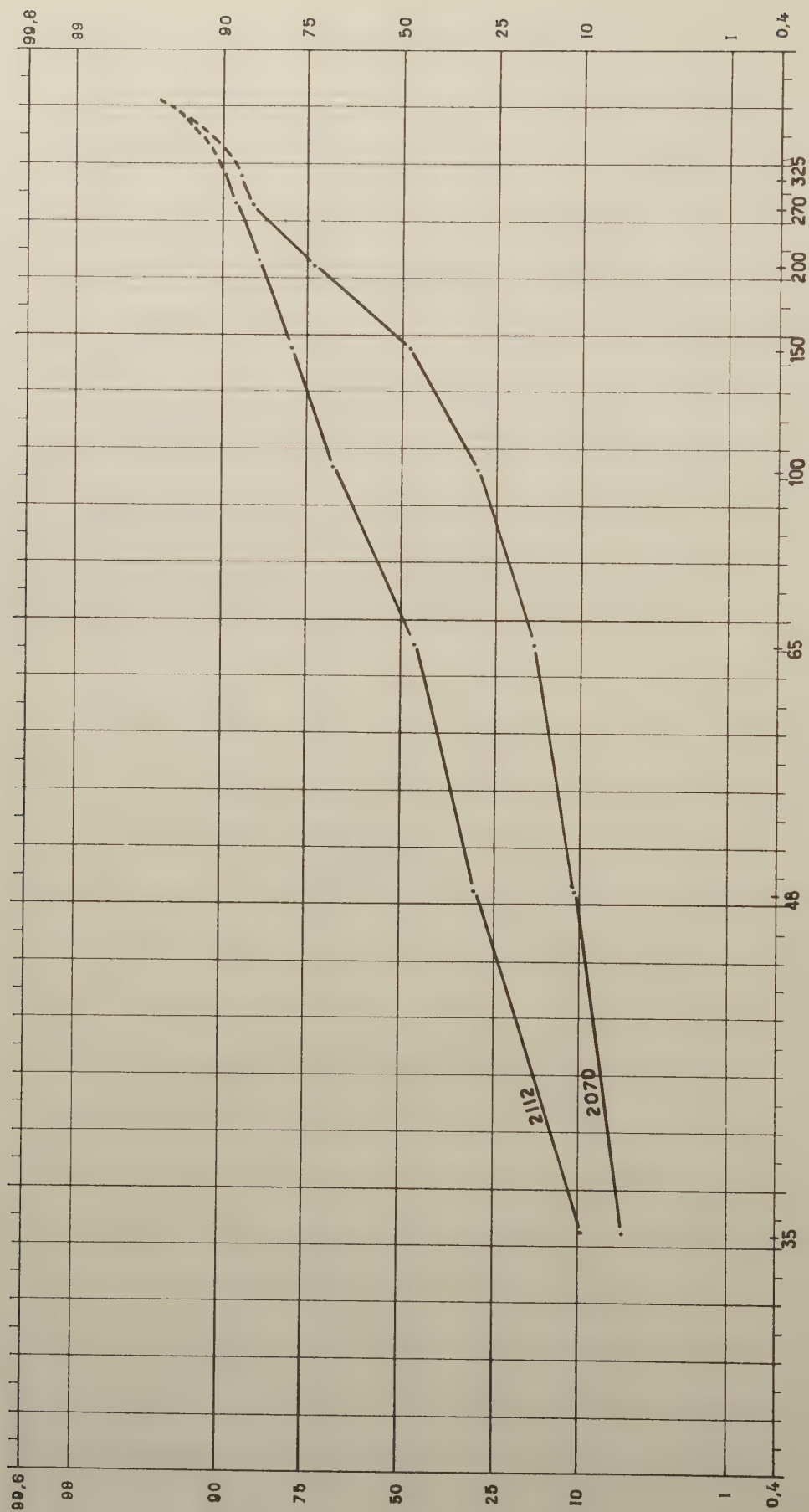


FIG. 136. — Sud et Est de l'Air. Formation de Tagrézou.

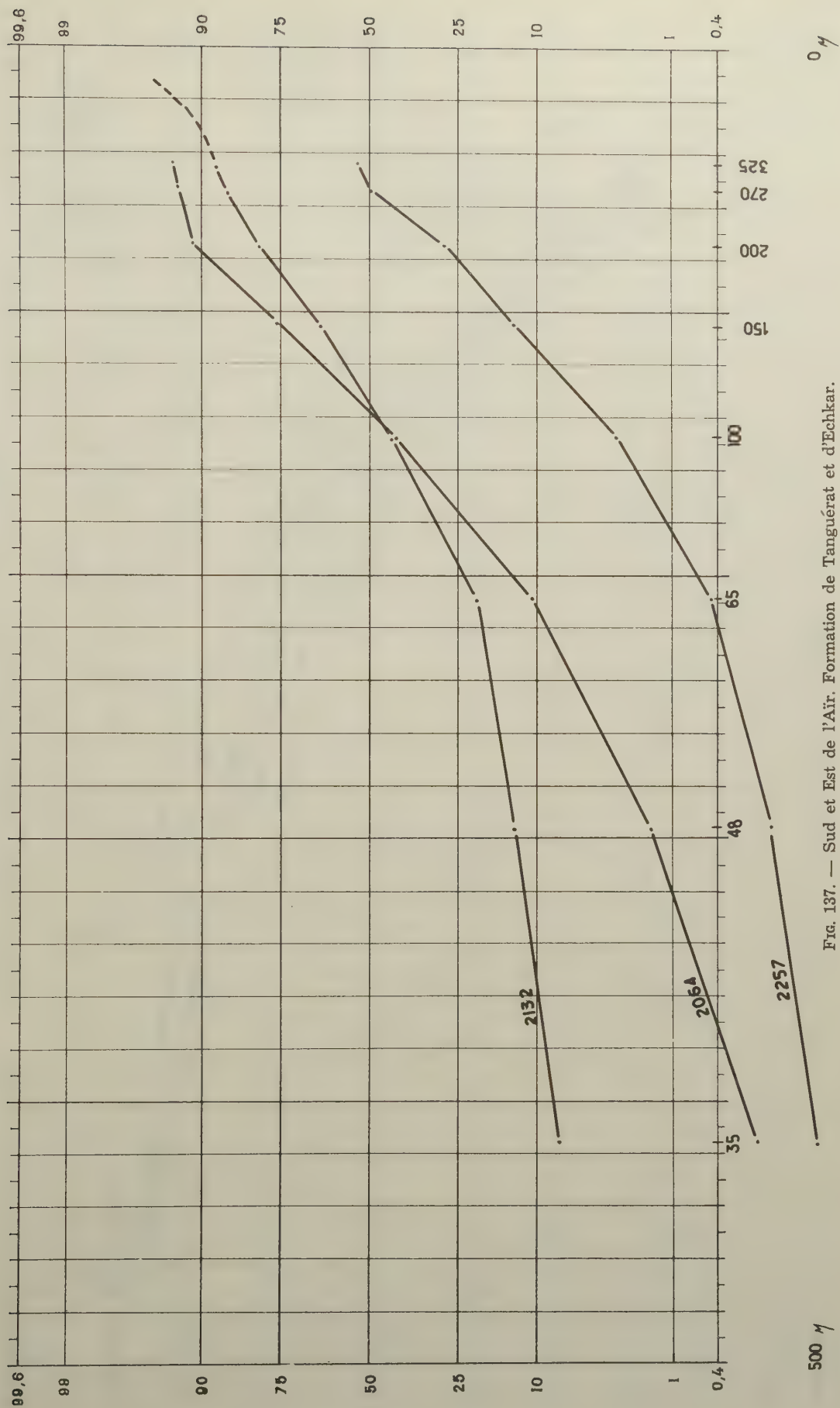


Fig. 137. — Sud et Est de l'Air. Formation de Tanguérat et d'Echkar.

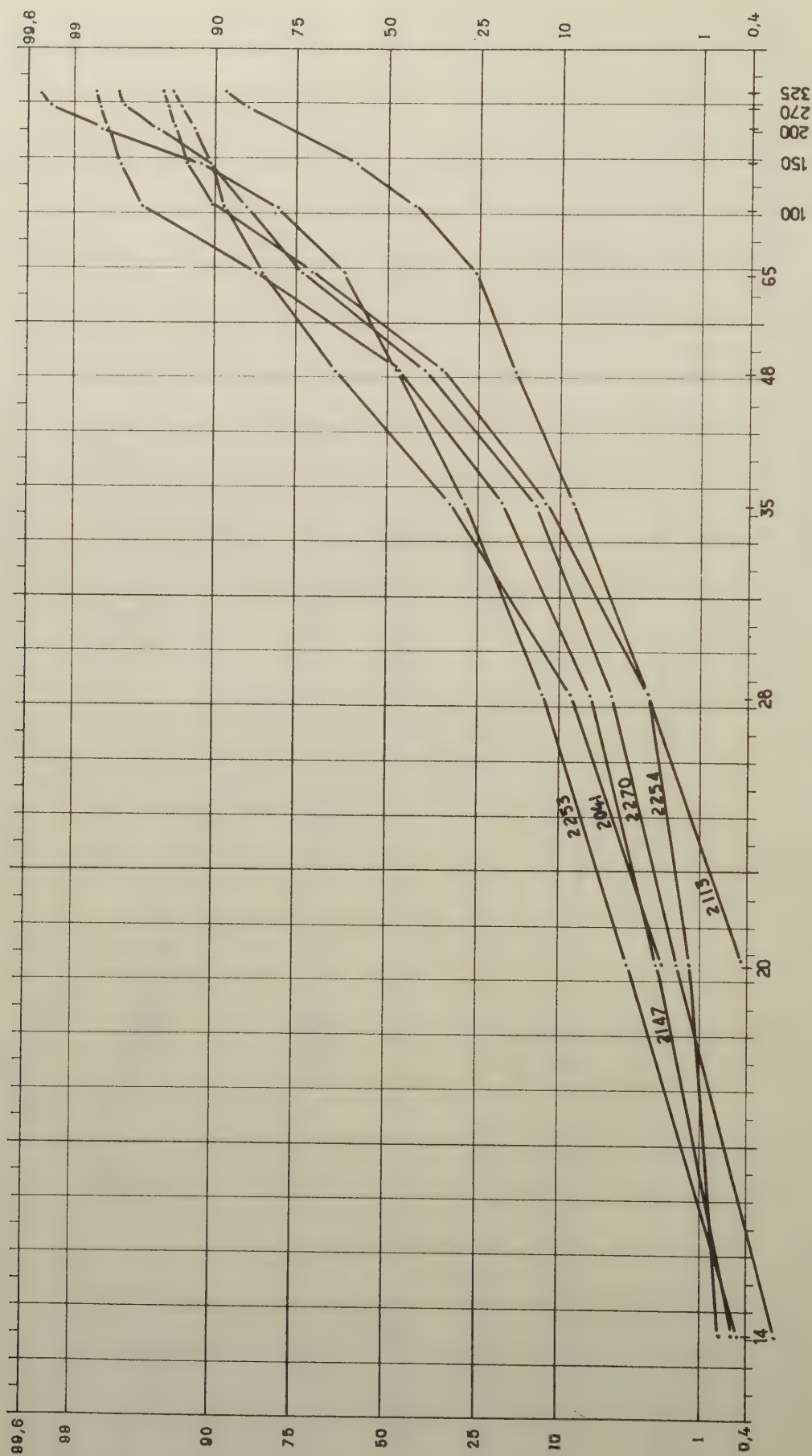


Fig. 138. — Sud et Est de l'Aïr. Formation de Tanguérat et d'Echkar.

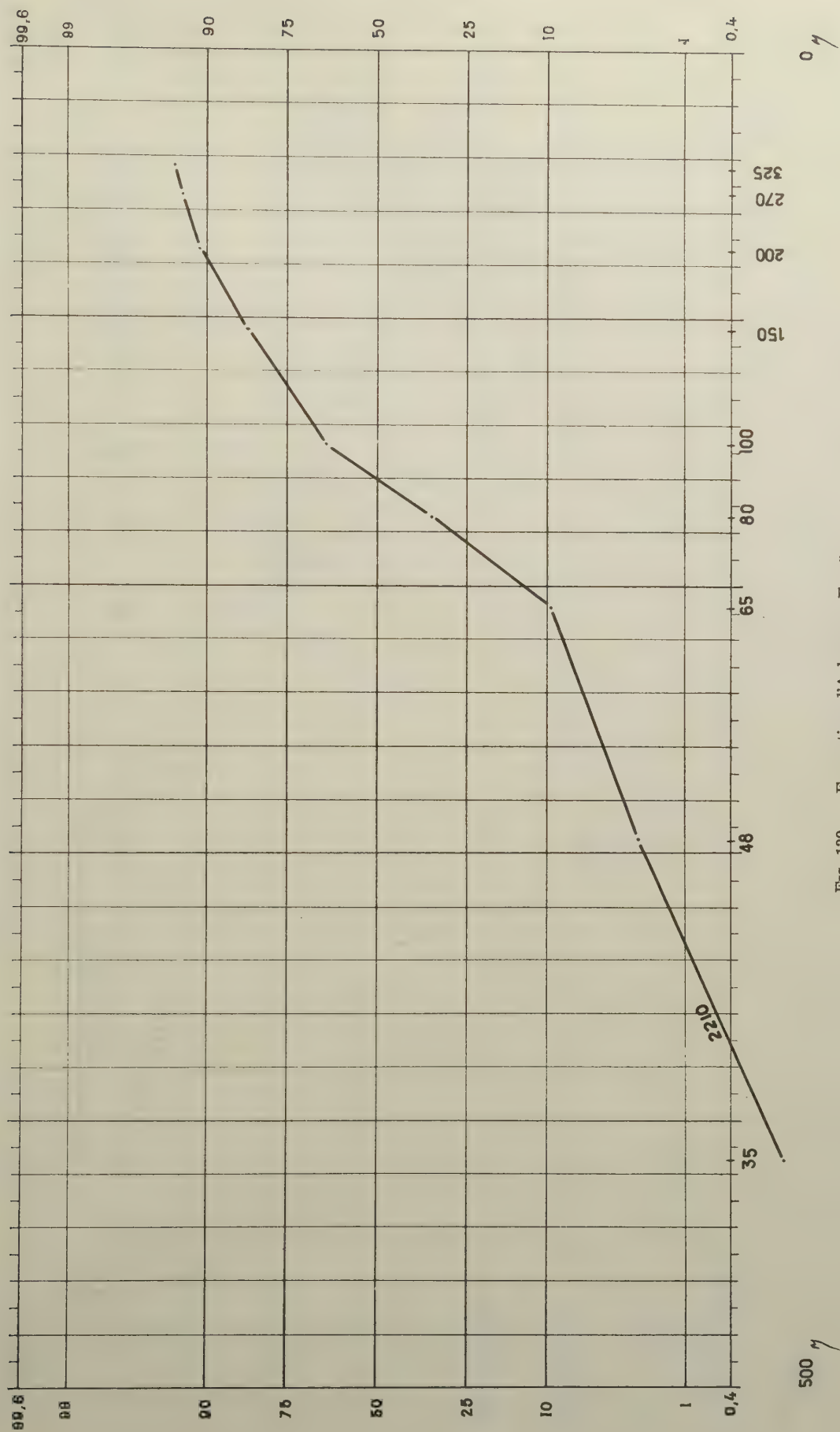


FIG. 139. — Formation d'Achegour. Fazei.

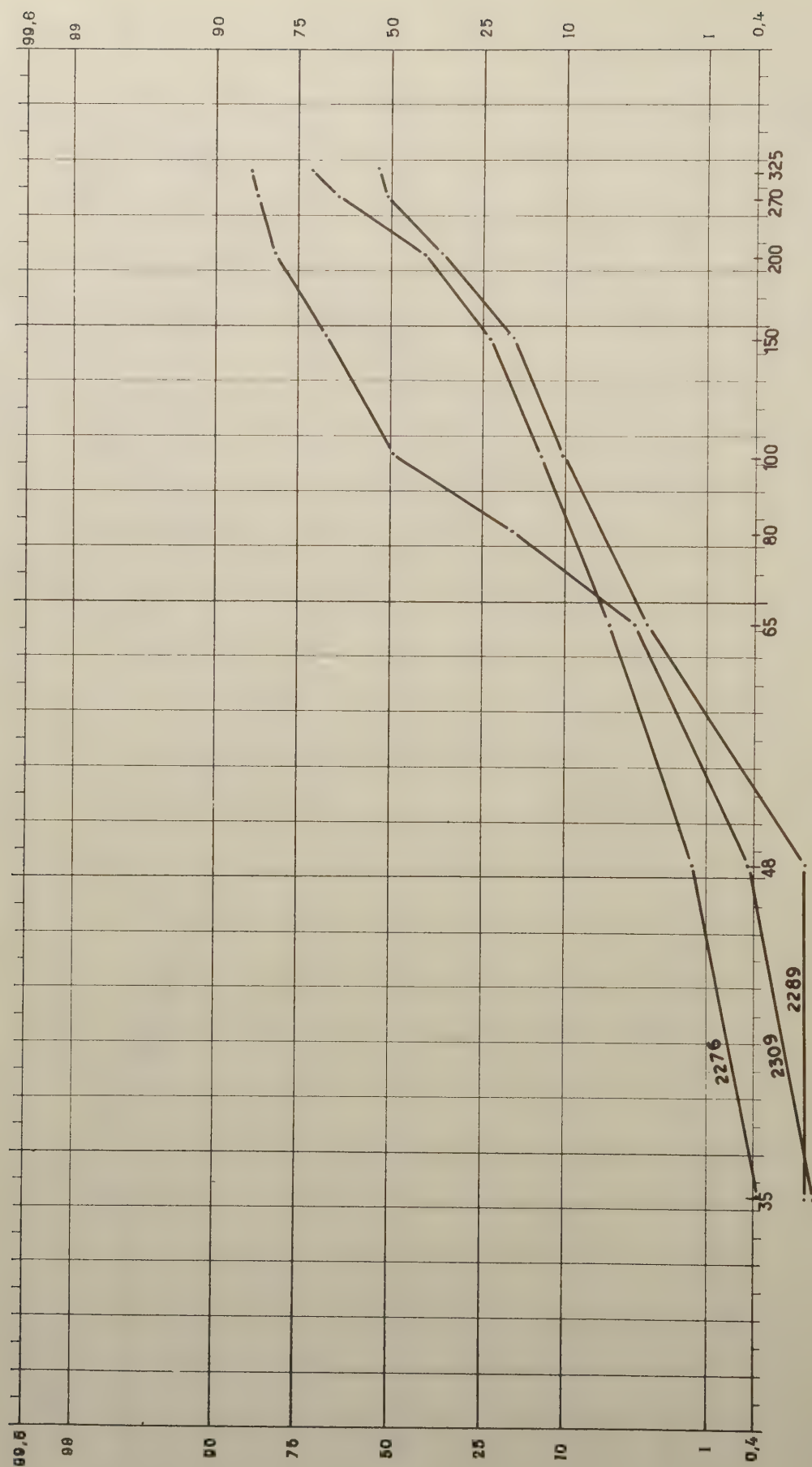


Fig. 140. — Sud et Est de l'Air. Formation de Farak.

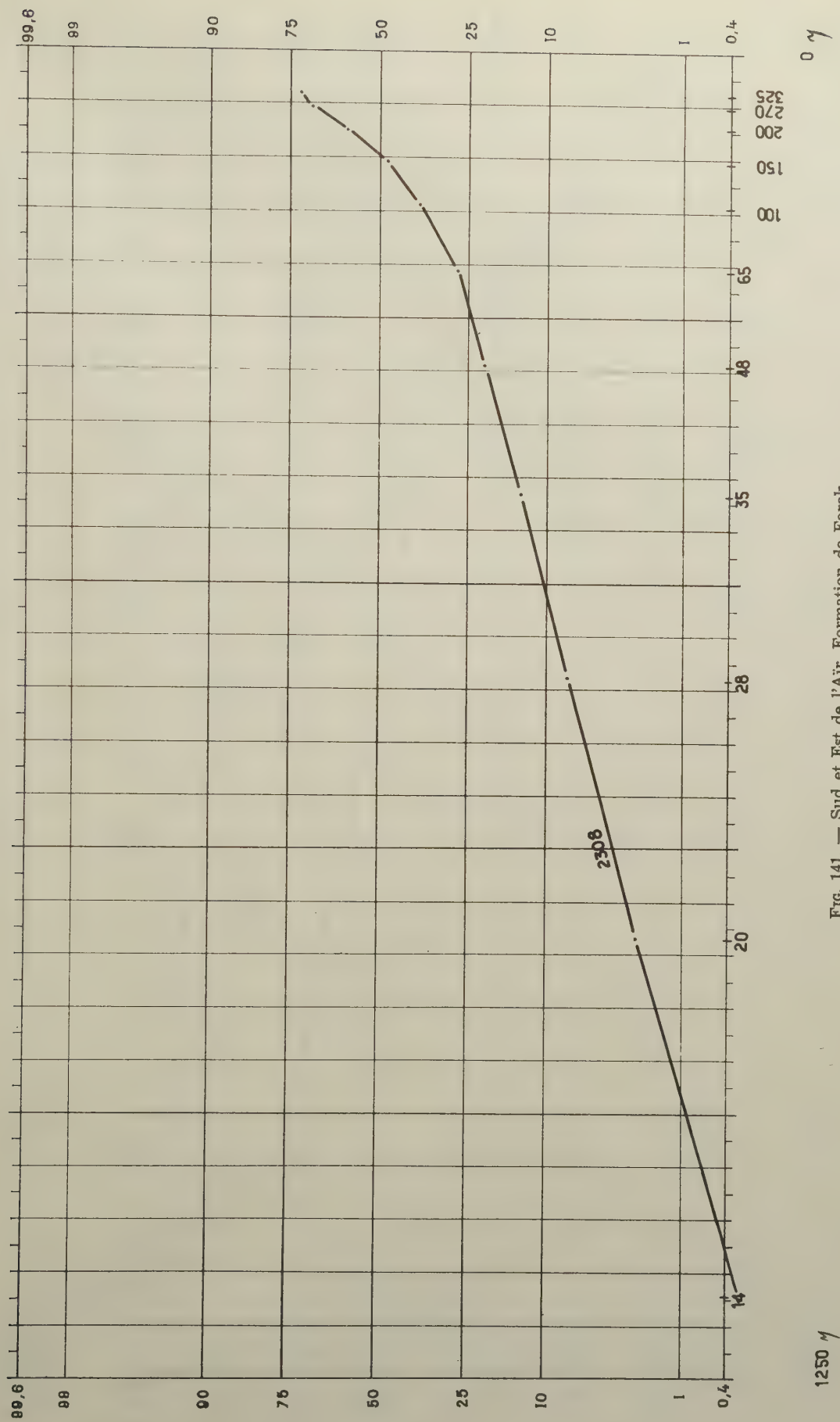


Fig. 141. — Sud et Est de l'Air. Formation de Farak.

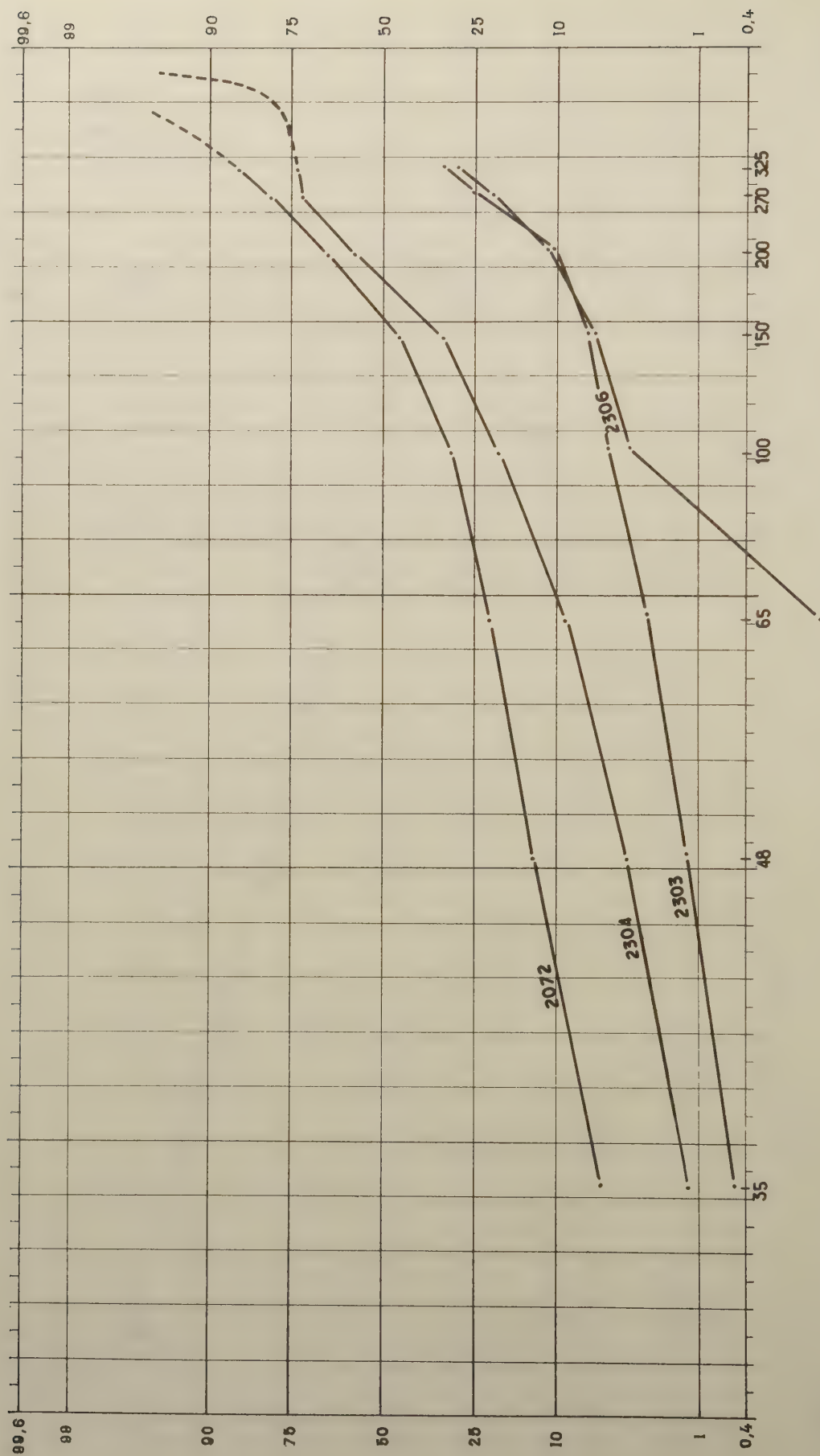


Fig. 142. — Sud et Est de l'Air. Formation d'Alanlara et Cénomanién.

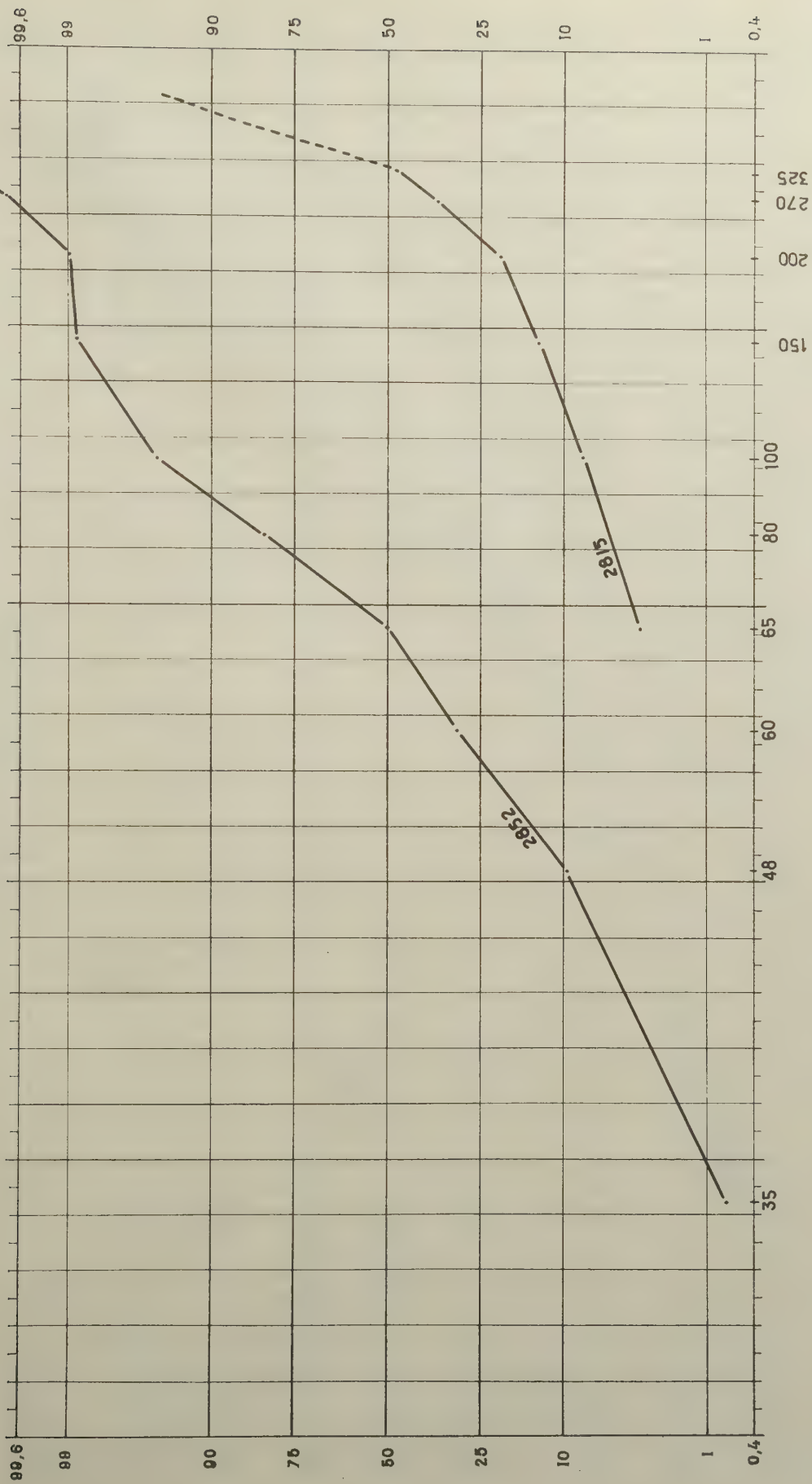


Fig. 143. — Formation de Cheffadène.

500 γ

0 γ

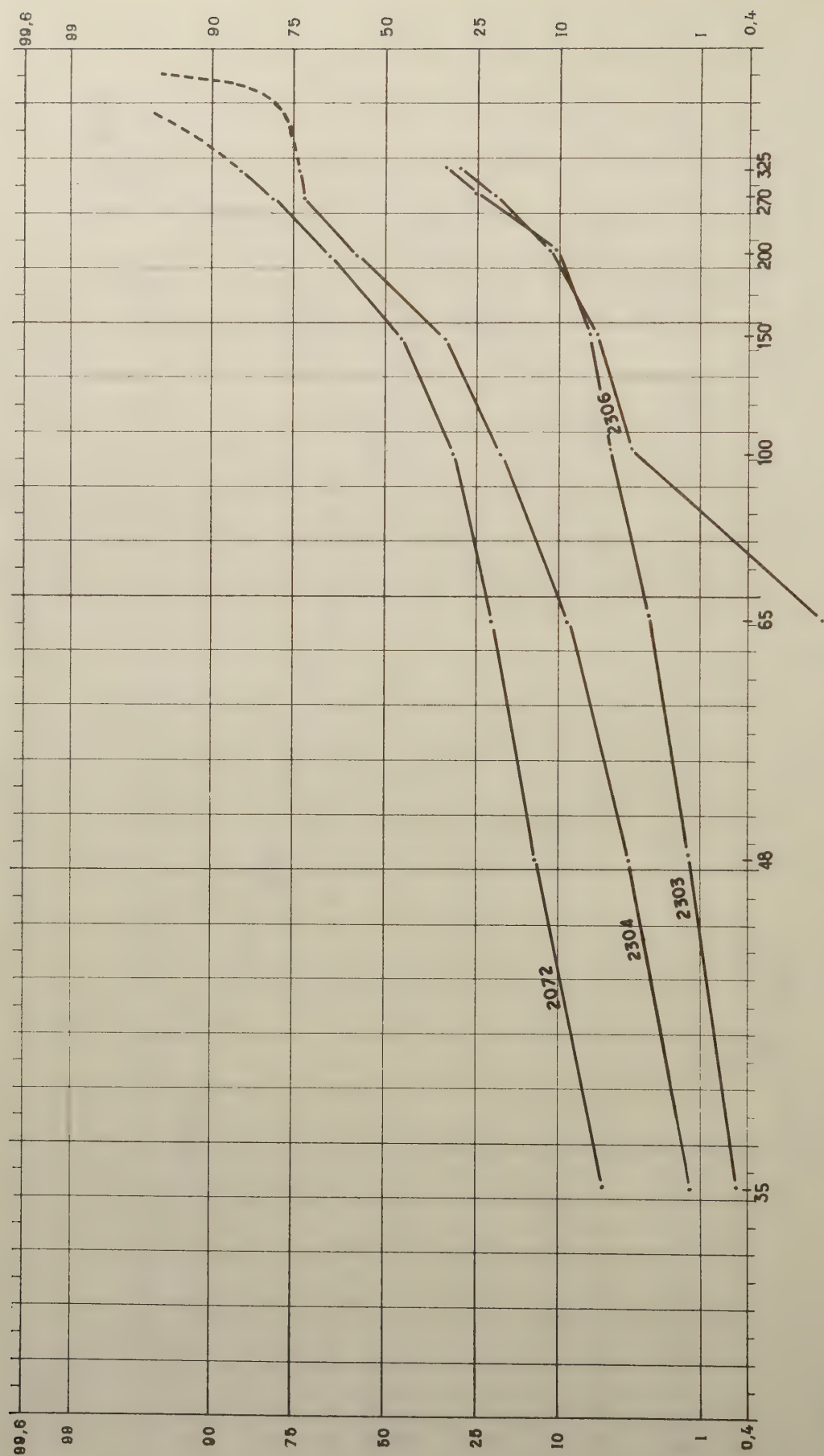
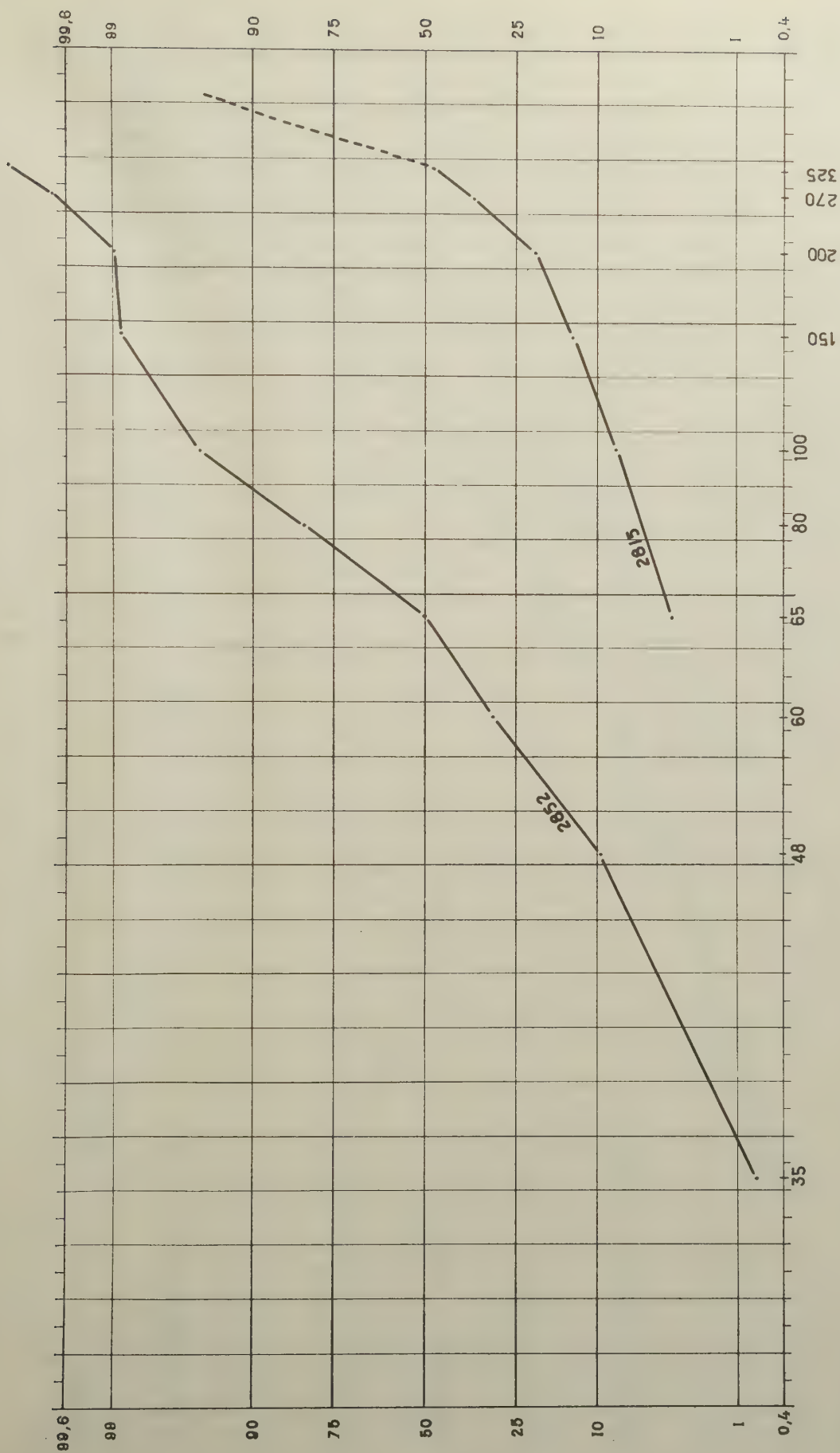


Fig. 142. — Sud et Est de l'Air. Formation d'Alanlara et Cénomanién.

500 η

FIG. 143. — Formation de Cheffadène.

0 η



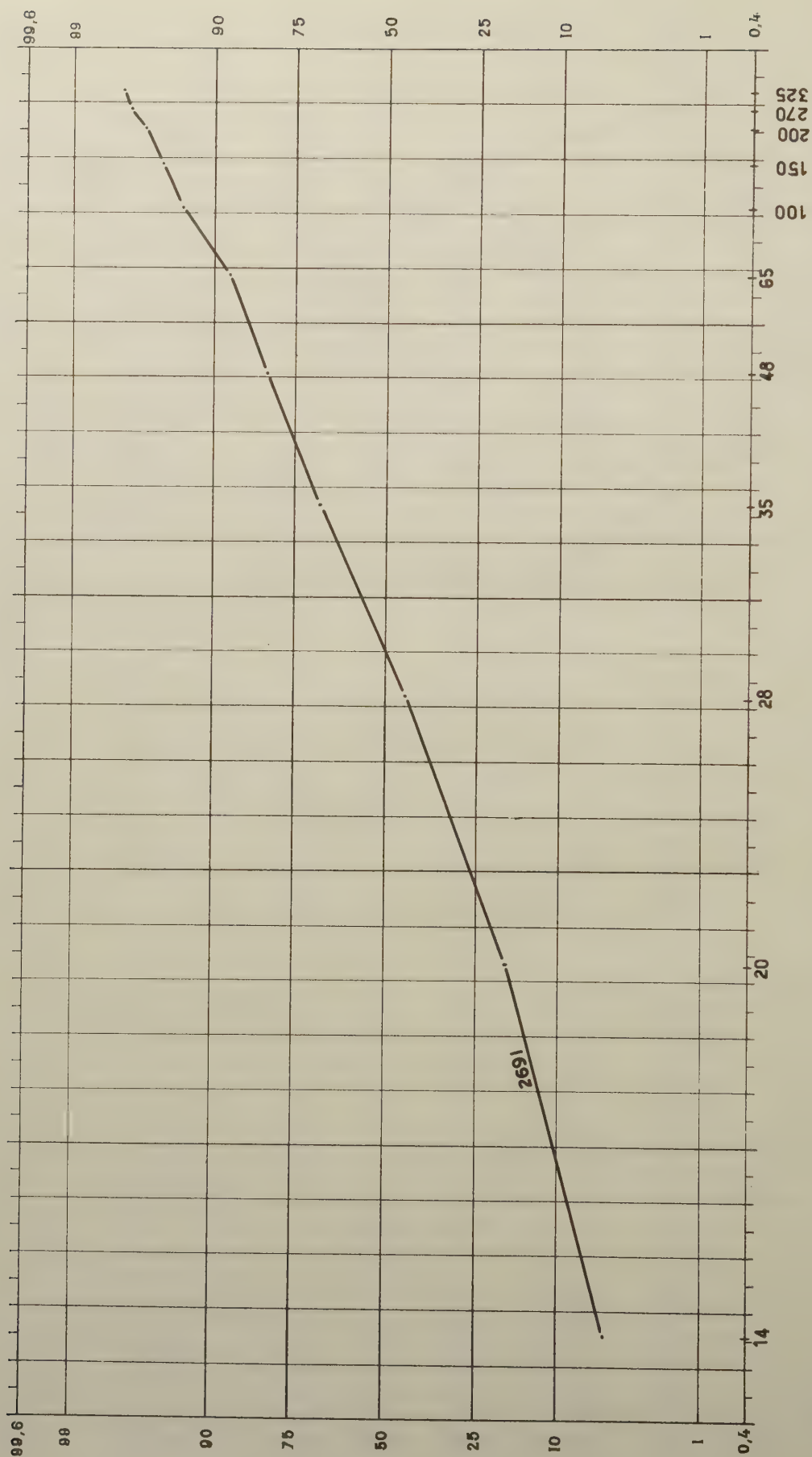


Fig. 144. — Formation d'Arentigué.

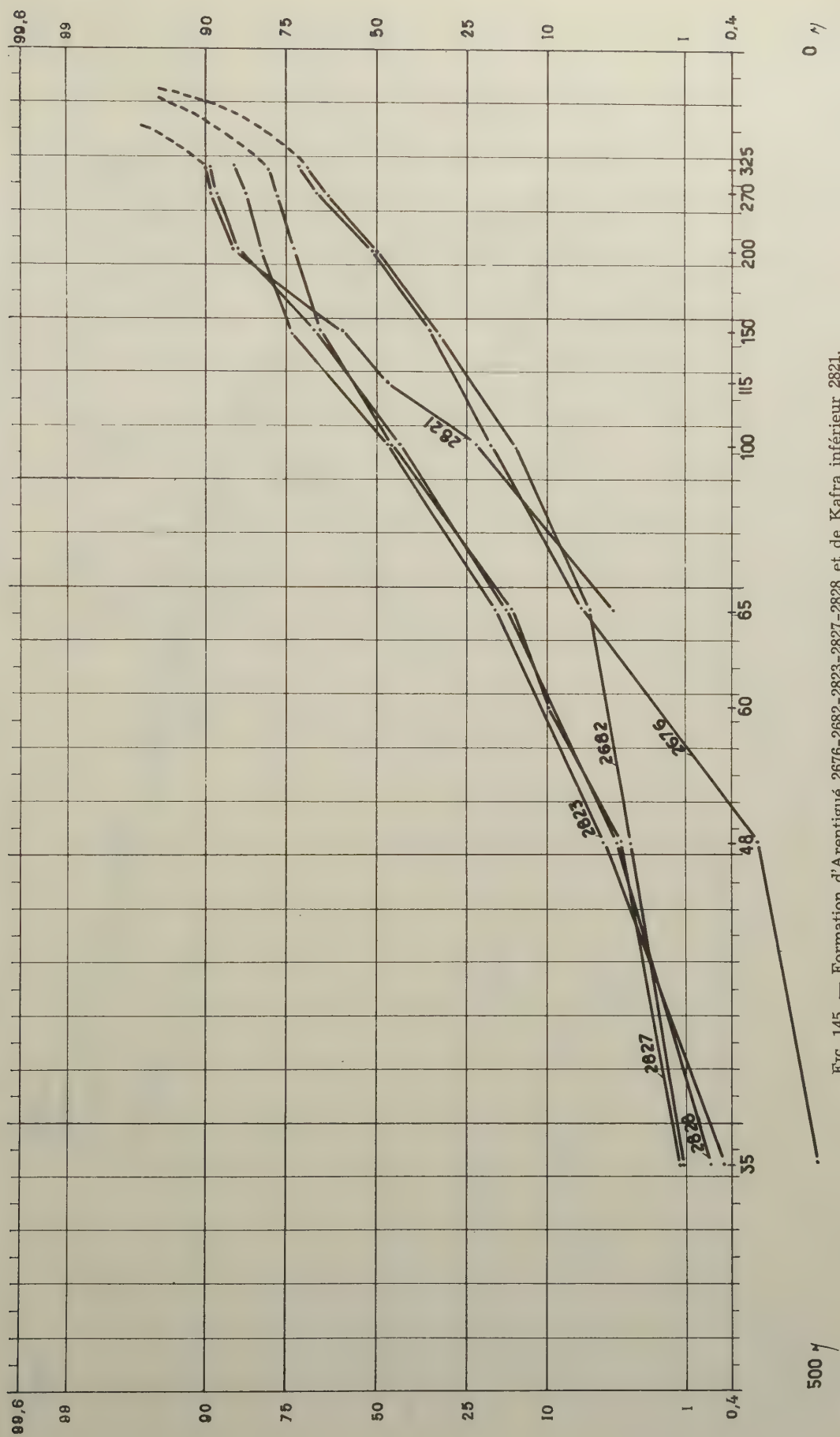


Fig. 145. — Formation d'Arentigué 2676-2682-2823-2827-2828 et de Kafra inférieur 2821.

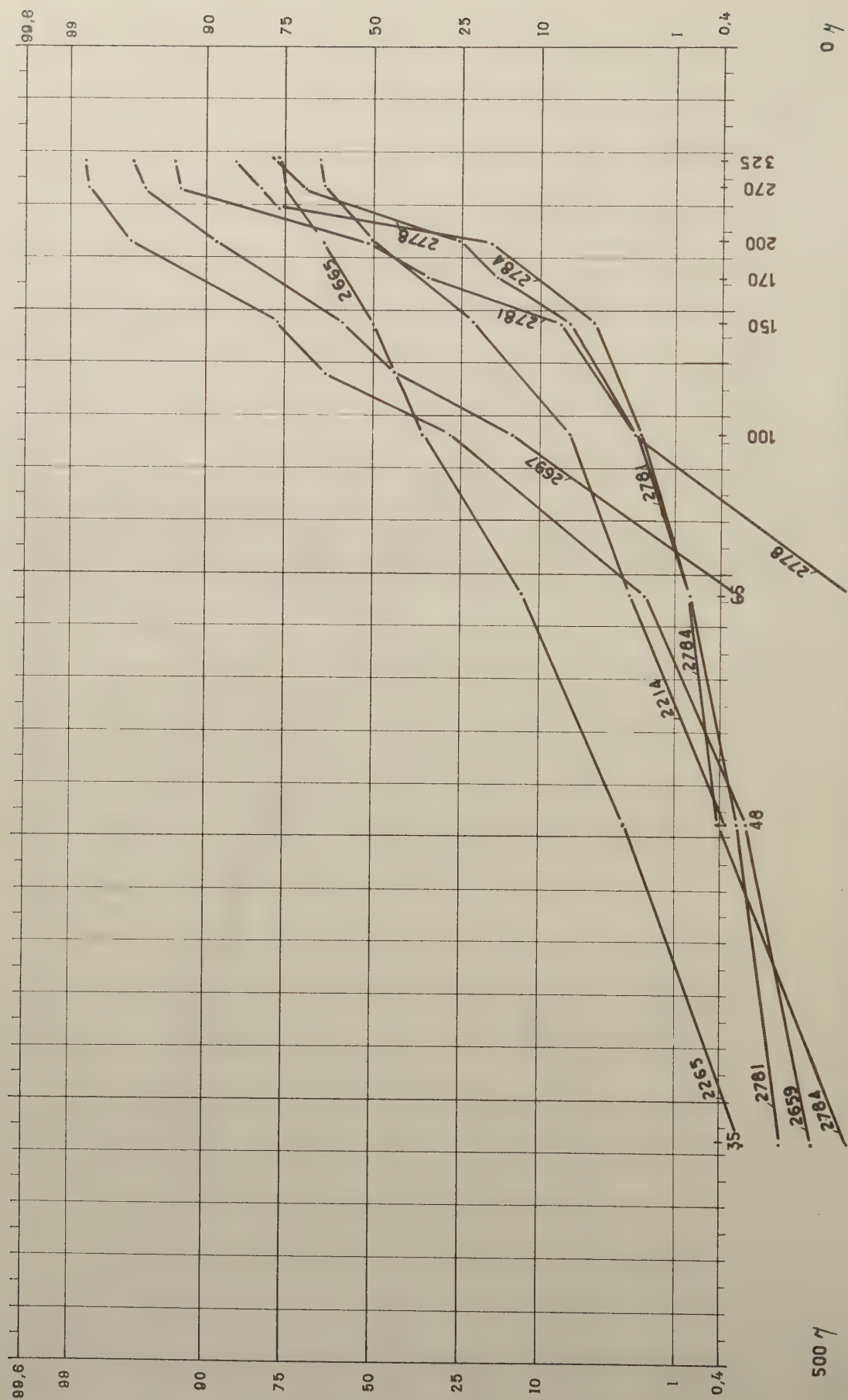


Fig. 146. — Formation de Kafr supérieur 2665-2784-2214. Formation de Ségouline 2659-2697-2778-2781.

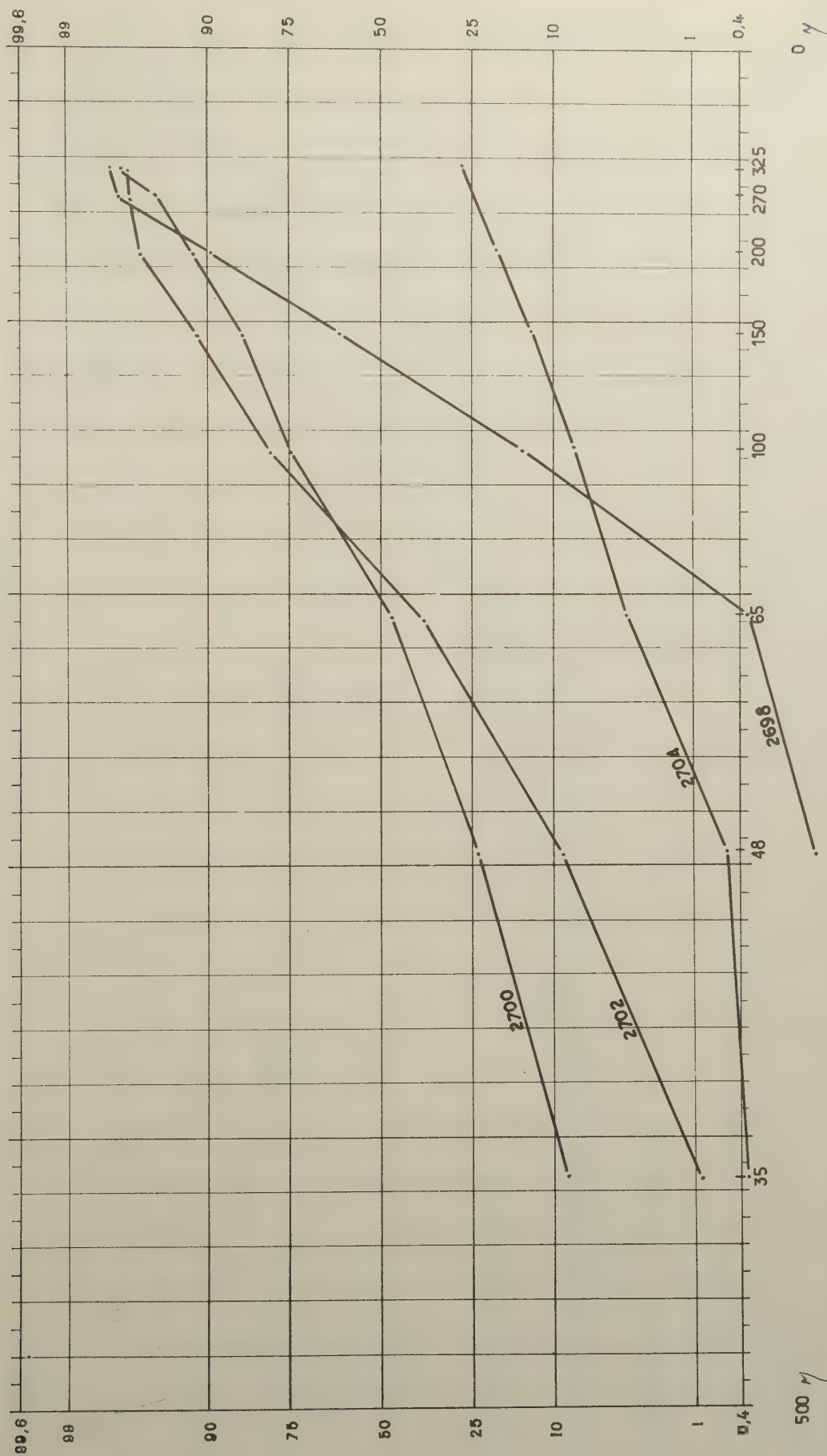


FIGURE 147. — Formation de Bilma et de l'Emi Bao.

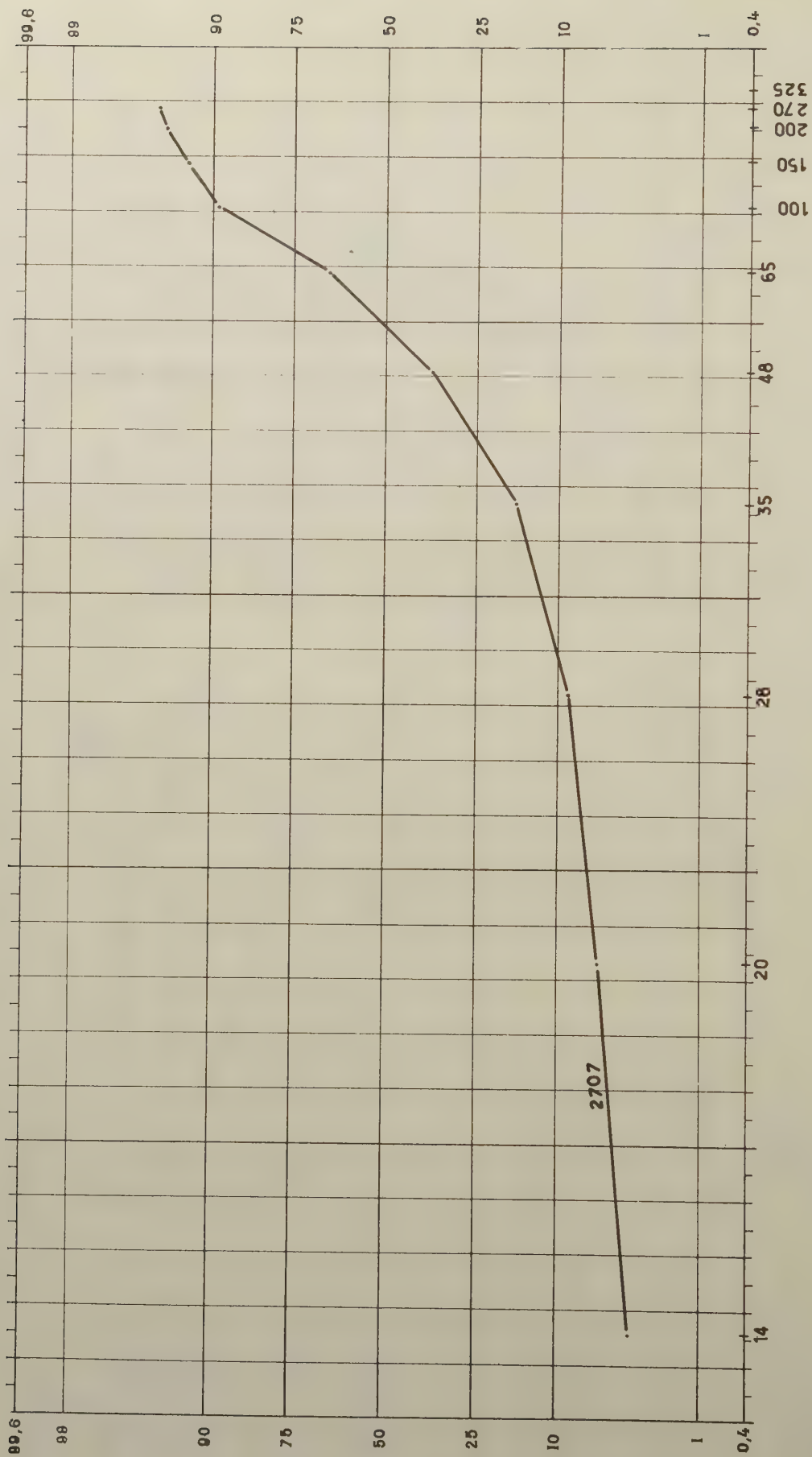


Fig. 148. — Formation de l'Emi Bao.

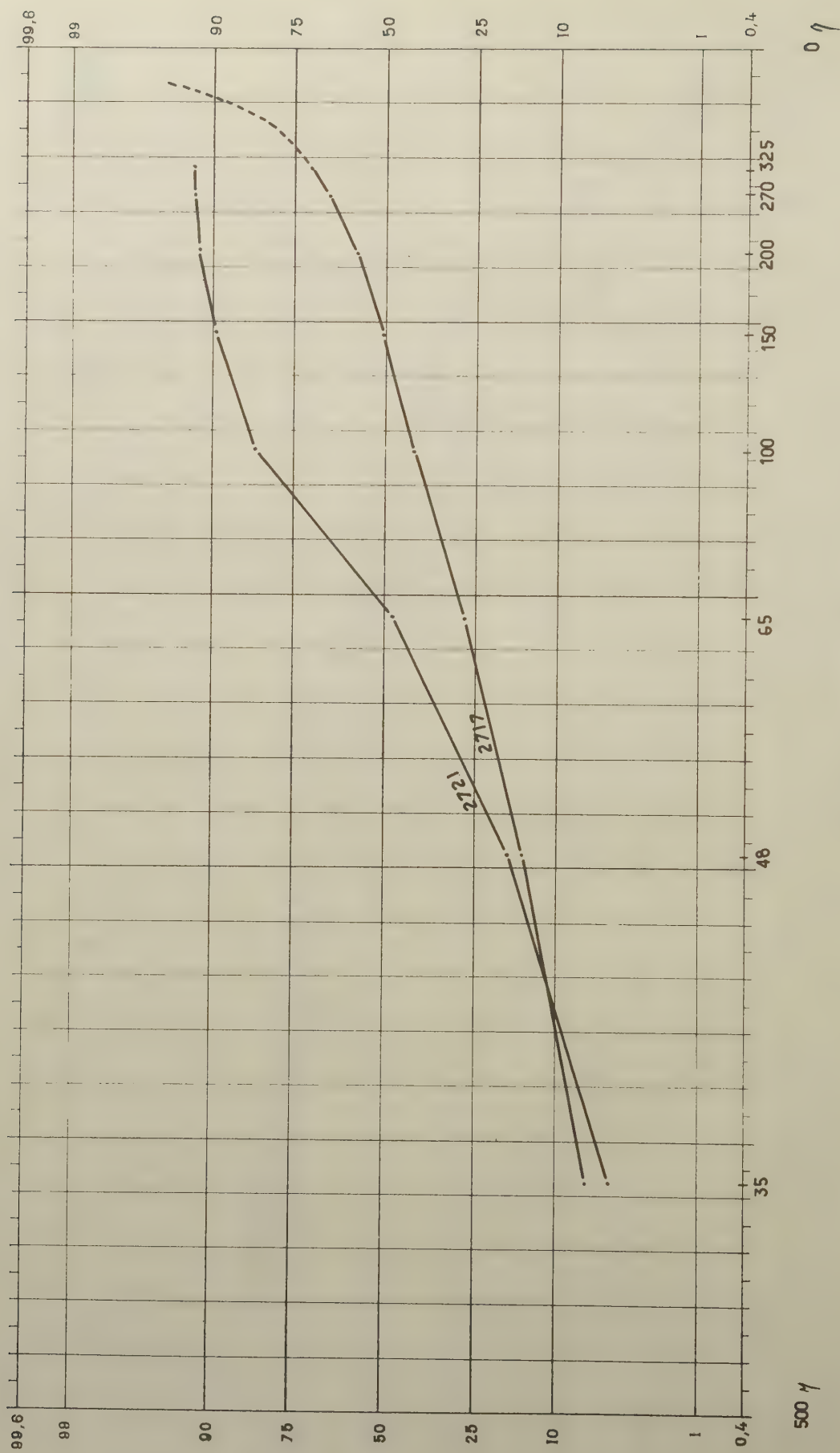


Fig. 150. — Formation de l'Oléki.

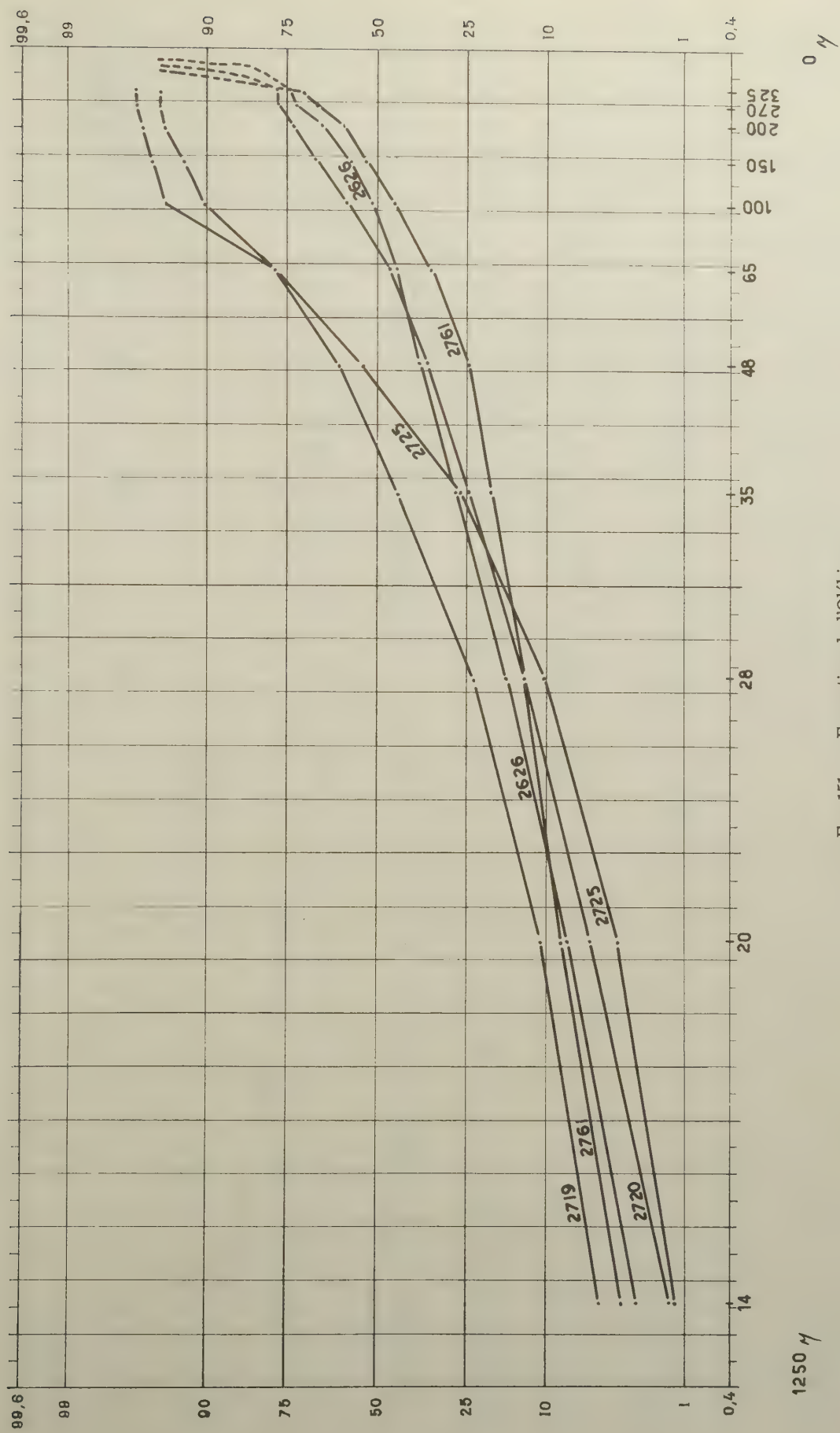


Fig. 151. — Formation de l'Oléki.

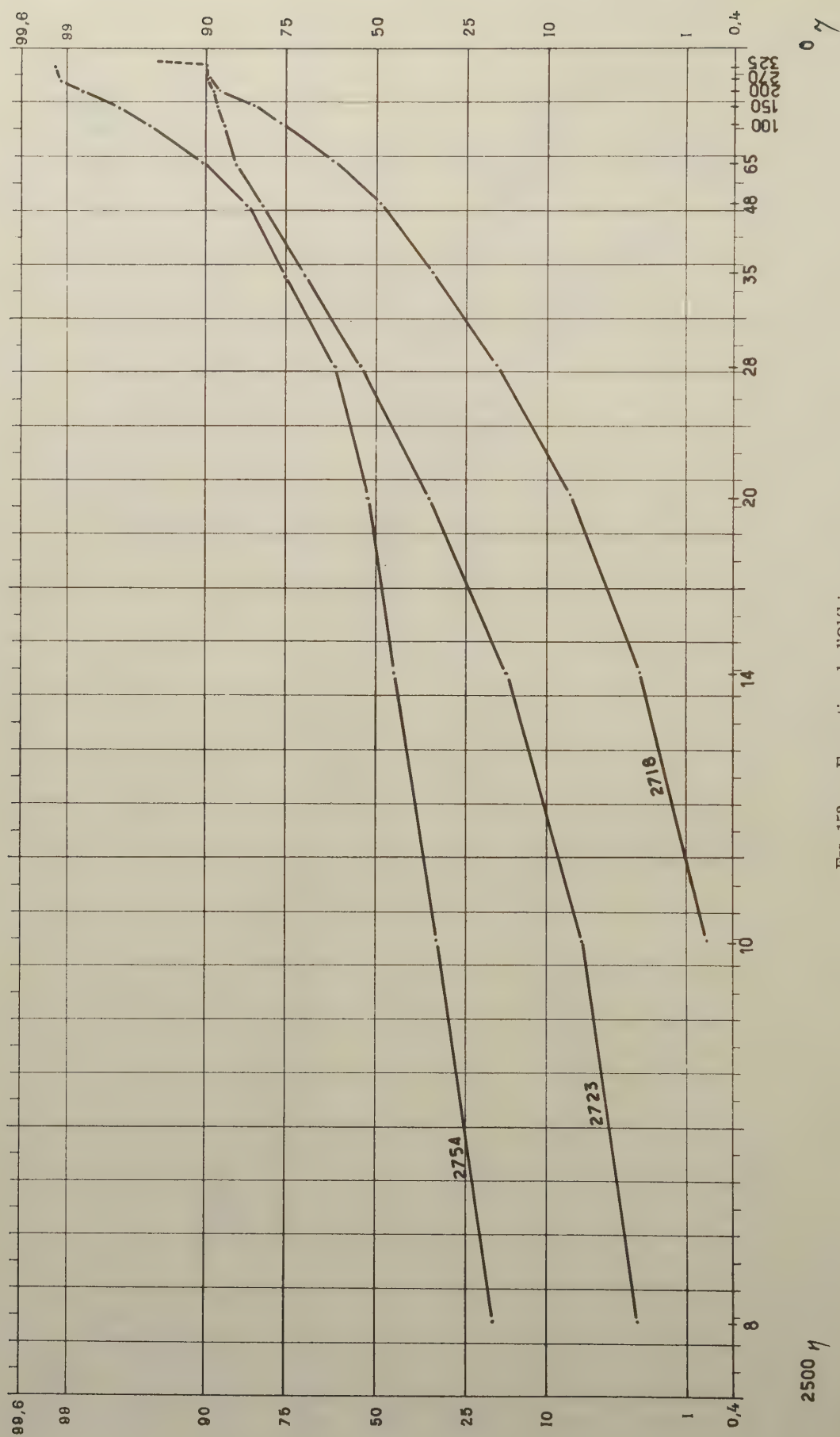


Fig. 152. — Formation de l'Oléki.

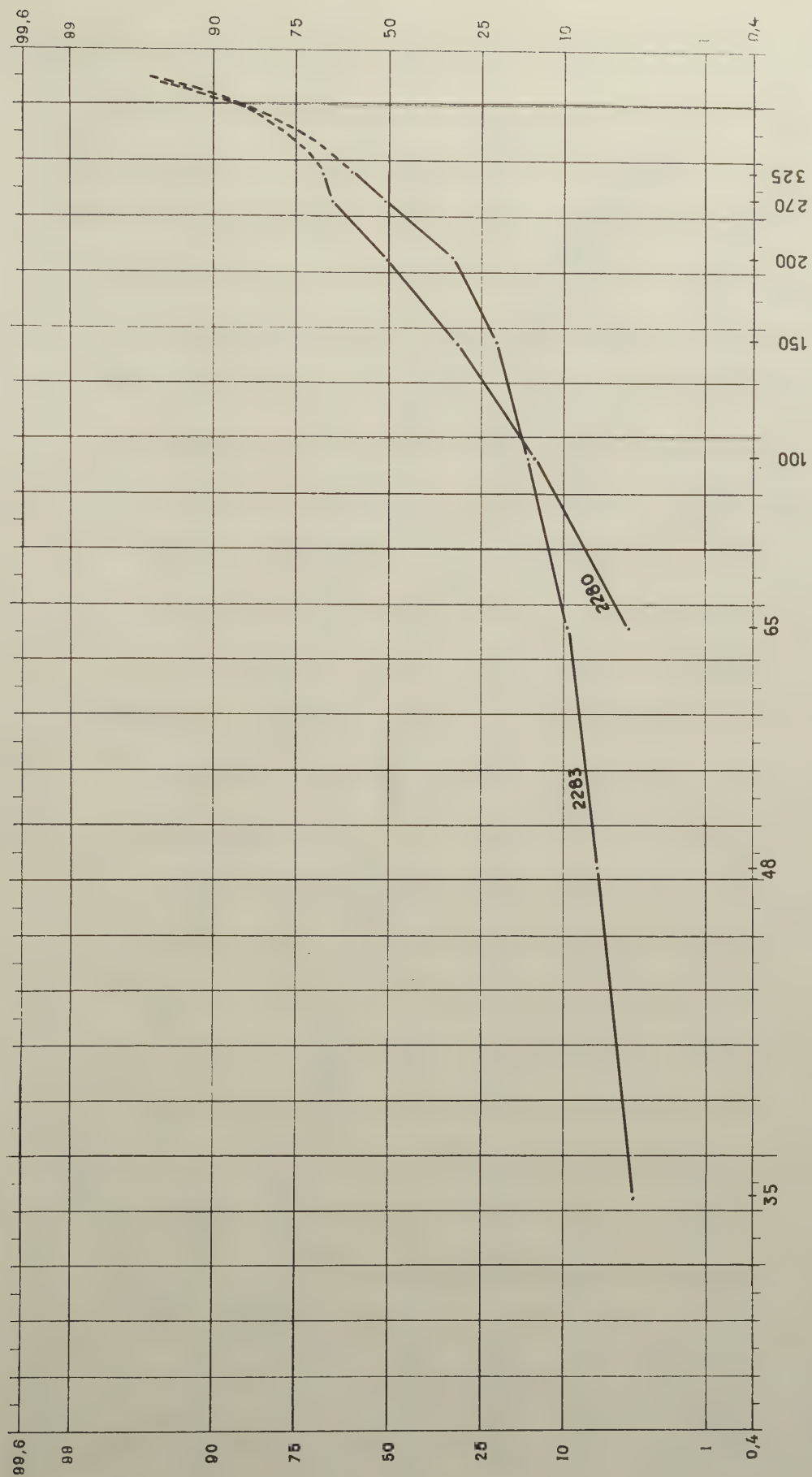


Fig. 153. — Région Sud. Nord du Koutous.

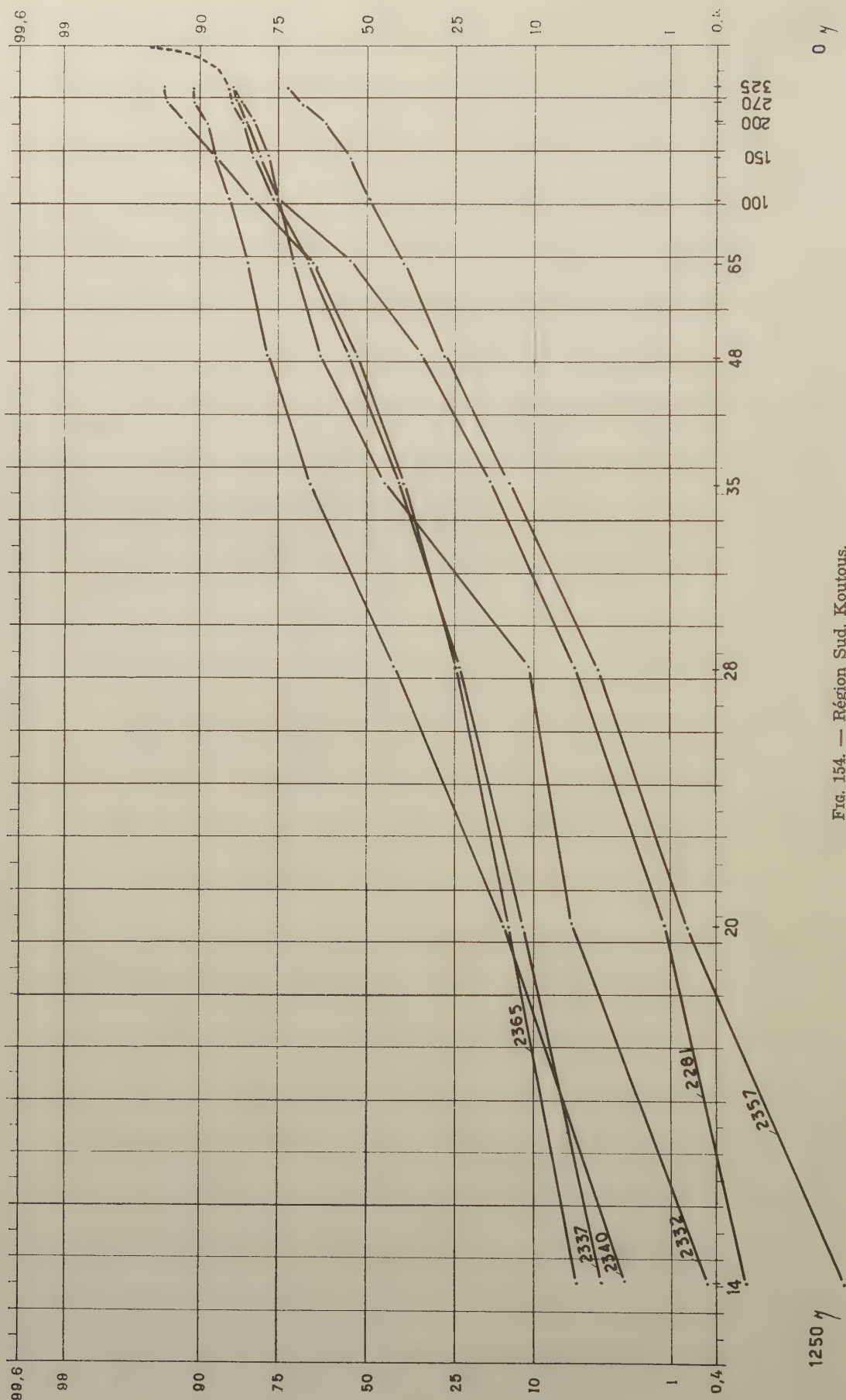


Fig. 154. — Région Sud. Koutous.

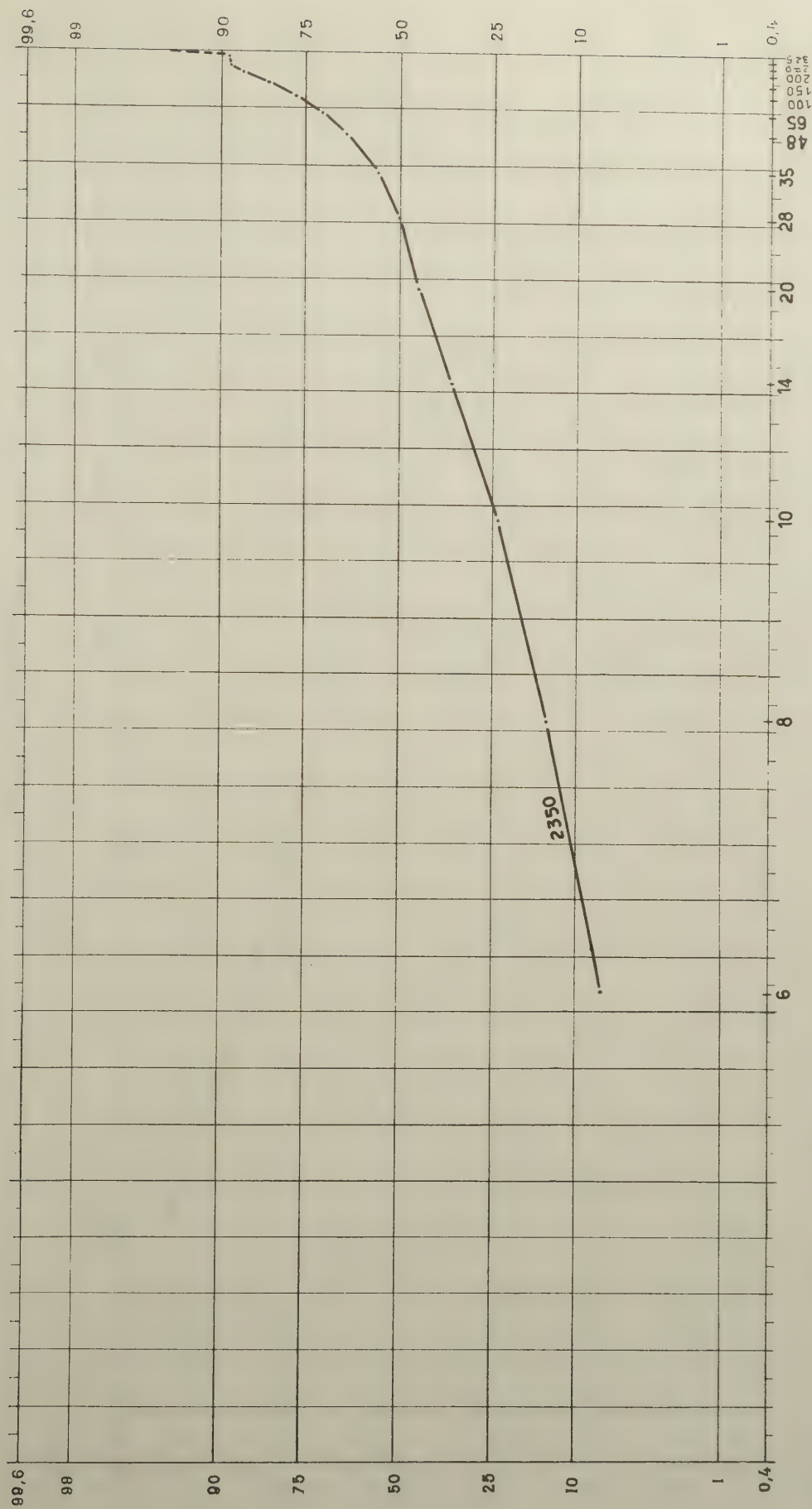


Fig. 155. — Formation du Koutous.

5000 γ

0 γ

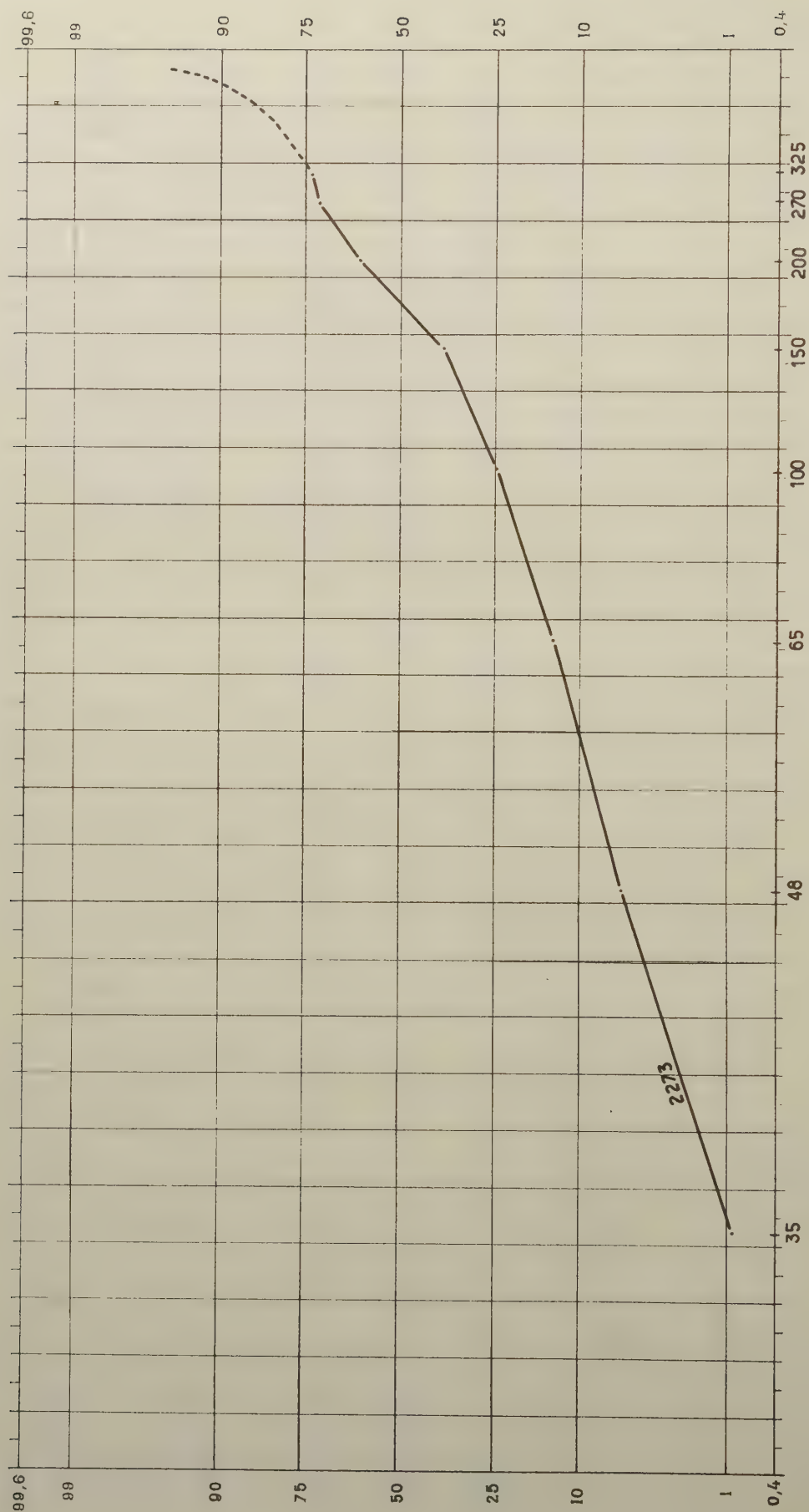


FIG. 156. — Quaternaire.

500 H

0.4

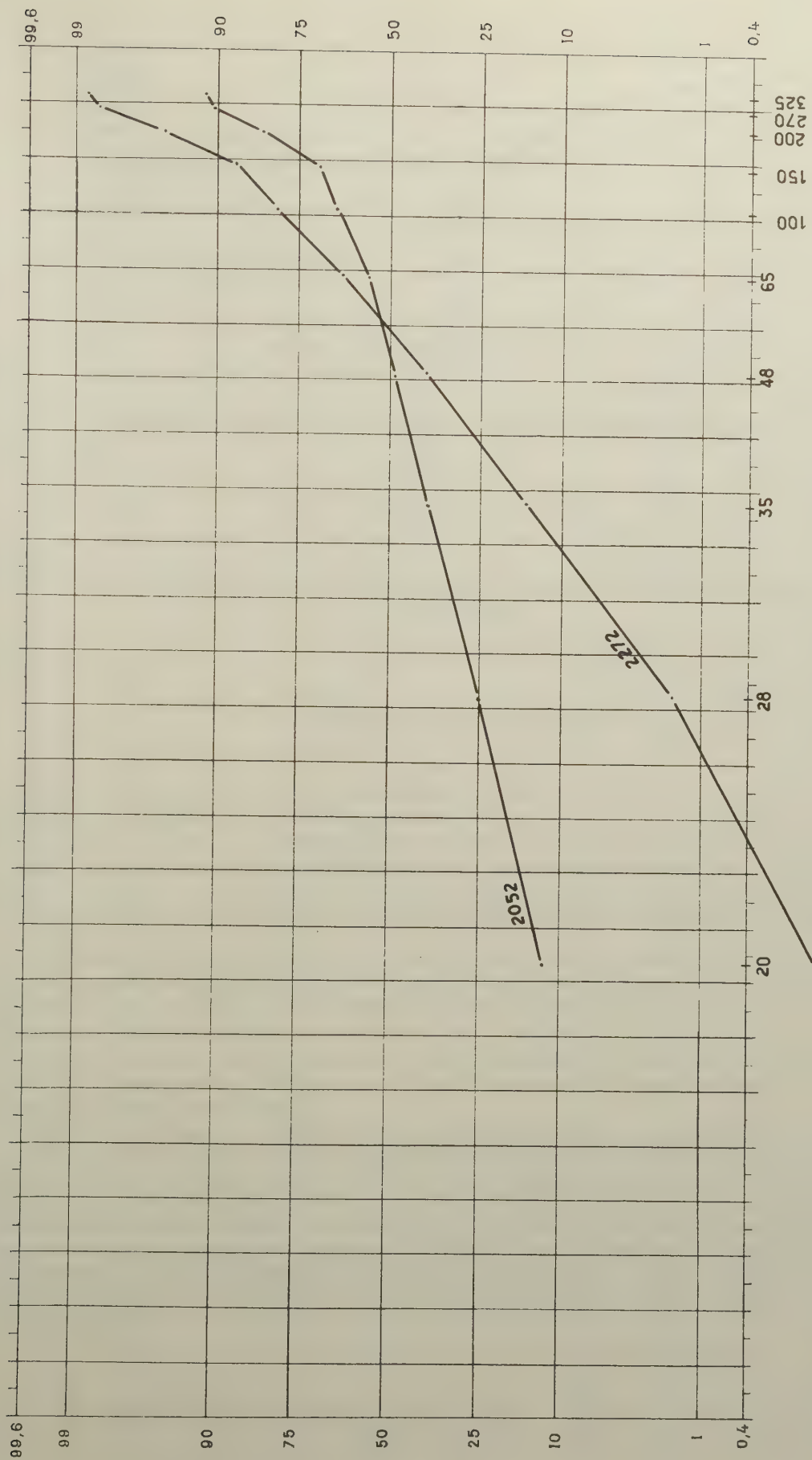


Fig. 157. — Quaternaire. Fluviale 2052. Dunaire 2272.

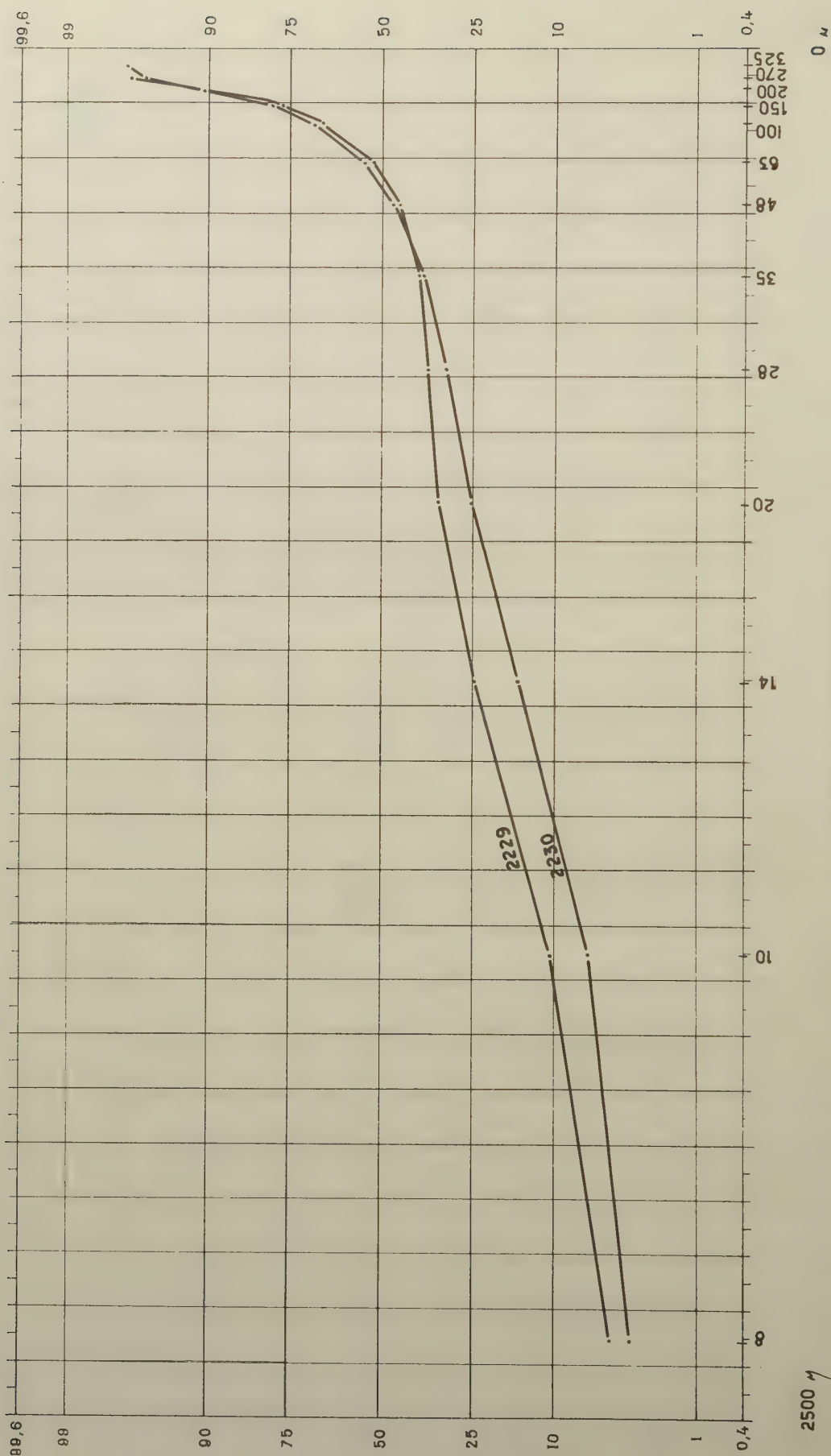


Fig. 158. — Quaternaire, Fluvatile.

CHAPITRE III

LE PROBLÈME DE L'ALUNITE — ESSAI D'INTERPRÉTATION

A. — RECHERCHES GÉOCHIMIQUES SUR L'ORIGINE DES CONSTITUANTS DE L'ALUNITE

1° — *Origine de la potasse dans l'alunite*

L'alunite contient environ 10 % de potasse (K 20) en poids, ce qui pose le problème de l'origine du potassium dans les zones riches en alunites (ou en alun).

En *volume* le potassium est l'élément le plus abondant de la croûte terrestre après l'oxygène et avant le sodium (BARTH, 1948). Cependant, en *masse*, la potasse ne constitue que 2,6 à 3,6 % de la moyenne des roches (CLARKE et WASHINGTON, 1924, *in* RANKAMA et SAHAMA, 1950). L'alunite constitue donc des zones où l'enrichissement en potasse est considérable, de l'ordre de 3 à 4 clarkes.

a) On connaît l'importance des propriétés du potassium en ce qui concerne sa facilité d'ADSORPTION SUR LES MINÉRAUX ARGILEUX et qui est à l'origine de la divergence des cycles du potassium et du sodium. La structure lamellaire des minéraux argileux fournit d'énormes surfaces qui favorisent ce phénomène (McMILLAN, 1955).

On sait que l'adsorption qui correspond à l'insertion sélective de molécules étrangères entre les plans du réseau (GALLAIS, 1957) admet un mécanisme inverse, l'ÉLUTION, qui est fonction de la constante diélectrique des solvants.

Cependant, ce phénomène de libération de la potasse adsorbée dans les argiles doit être statistiquement assez exceptionnel. En effet, l'étude d'un très grand nombre d'analyses d'argiles fait ressortir une teneur en potasse de plus en plus forte en remontant dans le temps, depuis l'Actuel jusqu'au Précambrien (VINOGRADOV et RONOV, 1957). Bien que ces auteurs donnent une interprétation différente, on peut penser que cet enrichissement est en relation avec l'adsorption de la potasse par les argiles allant en croissant au cours du temps. Le phénomène est donc assez rarement réversible. Corrélativement à cette augmentation de potasse, la soude diminue par échange au cours du lessivage. Ce phénomène est extrêmement général puisqu'il joue dans le même sens en biologie (CHATONIER, 1957).

TENEUR MOYENNE EN POTASSIUM ET EN SODIUM DE DIVERS TYPES DE ROCHES
(d'après TUREKIAN et WEDEPOHL, 1961) (exprimée en parties par millions)

		Na	K
Roches "ignées"	Roches ultra-basiques	4 200	40
	Roches basaltiques	18 000	8 300
	Roches granitiques riches en calcium	28 400	25 200
	Roches granitiques pauvres en calcium	25 800	42 000
	Syénites	40 400	48 000
Roches sédimentaires	Shales (argiles)	9 600	26 600
	Grès	3 300	10 700
	Carbonates	400	2 700
Sédiments de mers profondes	Carbonates	20 000	2 900
	Argiles	40 000	25 000

L'étude du phénomène de l'adsorption différentielle des éléments monovalents a été traitée d'une manière très complète par W. NOLL (1931). L'adsorption est d'autant plus forte que le rayon ionique en solution de la particule qui se dépose est petit (SUTRA, 1946, *in* MILLOT, 1949).

Un milieu fortement acide et oxydant impliqué par le passage des solutions sulfatées est peut-être responsable de la libération, remise en solution, puis concentration de la potasse au sein des alunites.

b) Une autre origine possible pour la potasse pourrait être dans les minéraux argileux eux-mêmes, et en particulier l'ILLITE : ce dernier minéral contient environ 8 % de potasse.

Dans certains sols de pays tempérés, l'illite s'altère en vermiculite par un stade interstratifié illite-vermiculite (CAMEZ, FRANC DE FERRIÈRE, LUCAS et MILLOT, 1960). Une altération plus poussée, avec perte de la potasse et formation de montmorillonite, aurait été observée par GJEMS (1960) et ROSENQVIST (1961). Dans le cas qui nous occupe on observe de la kaolinite. Le réseau cristallin de ce minéral étant à deux couches de tétraèdres, alors que celui de l'illite est à trois couches, on ne peut penser à une transformation directe de l'illite en kaolinite. Il faut admettre la dissolution de l'ancien réseau et la reconstitution d'un nouveau. Ceci est concevable dans une zone d'altération de type latéritique où les ions Al et Si sont mobilisés dans les solutions.

Ces transformations par lessivage libèrent des ions alcalins et notamment K. Ceux-ci pourront se trouver à nouveau immobilisés si des conditions favorables se présentent. Le milieu responsable de la genèse de l'alunite doit les réaliser.

Une autre présomption de la relation entre les sulfates d'alumine et de potasse et l'altération de schistes illitiques marins, sans doute pyriteux à l'origine, semble apportée par le cas des schistes gothlandiens au Sahara.

Les premiers explorateurs, DUVEYRIER (1864), FOUREAU (1905), FLAMAND (1911), CHUDEAU (1918), etc..., ont remarqué la présence fréquente d'alun dans les schistes à Graptolithes du Sahara.

Des déterminations récentes aux rayons X ont montré que, dans de nombreux cas, les schistes gothlandiens sont constitués d'illite et de kaolinite. Des échantillons du synclinal du Djado étudiés par G. MILLOT donnent la constitution suivante :

N° d'éch.	Provenance	Proportions approximatives %		
		Chlorite	Illite	Kaolinite
2459	S d'Aba Kennar		50	50
2489	N de la gara d'Afo	20	20	60
2512	Amikoye	10	30	60
2536	60 km NNW de Galliéma		20	80

Les schistes gothlandiens étudiés sont donc constitués de kaolinite dominante associée avec l'illite. La chlorite est accessoire, absente ou moins abondante.

Dans le Zemmour (Mauritanie), les analyses données par SOUGY (1960) montrent une proportion importante d'illite (60 à 90 %) associée à une part plus faible de kaolinite (40 à 10 %). Cet auteur note également la présence d'alun. Il n'est pas impossible que la pyrite ait pu exister dans ce type de sédiment marin déposé en milieu réducteur.

On voit donc que tous les éléments sont réunis dans le Gothlandien du Sahara pour expliquer la présence fréquente d'alun : pyrite et illite donnant, par altération, kaolinite et alun. L'altération nécessaire à la transformation correspond à une oxydation. Son processus exact et l'époque où il peut avoir eu lieu est un autre problème en liaison avec les « manteaux d'altération » ou « écorces d'altération » (J. J. GINSBOURG, 1957).

c) Les FELDSPATHS POTASSIQUES des roches éruptives et cristallines constituent la source admise pour la genèse des alunites des gisements classiques, notamment à Civita Vecchia (DE LAUNAY, 1913), et une partie des gisements du Japon, Espagne, Etats-Unis, Australie et U.R.S.S.

L'orthose contient près de 17 % de K_2O ; son altération en kaolinite libère donc une quantité appréciable de cations. Les théories classiques admettent que des fumerolles sulfuriques, ou des solutions contenant de l'acide sulfurique, peuvent réagir avec le matériel feldspathique ou kaolinique des roches volcaniques ou cristallines pour engendrer l'alunite.

Mais de nombreux gisements d'alunite, tout comme ceux de Termit, sont nettement en relation avec des roches sédimentaires stratifiées. C'est notamment le cas des gisements de Madagascar (AUROUZE, 1960; BÉHIER et J. DE SAINT OURS, 1960; NOIZET, 1960) et de Manglieu (AUGOT, 1959).

Dans ce dernier type de gisement, les sédiments sont généralement continentaux et les arkoses bien représentées. La source de la potasse est dans les *feldspaths potassiques détritiques*.

Une arène remaniée en arkose et déposée dans un milieu réducteur susceptible d'engendrer de la pyrite serait le matériel de base d'une telle transformation, si le dépôt est ultérieurement soumis à une oxydation énergétique.

Il est possible que les grès de Termit aient contenu une proportion suffisante de feldspaths potassiques. Au Niger occidental, on retrouve généralement trace d'une altération kaolinique du socle, de type autochtone ou subautochtone, au voisinage immédiat des alunites.

d) La GLAUCONIE, dans certains cas, peut fournir par son altération de la potasse (elle en contient jusqu'à 10 %) et de l'oxyde de fer. La structure de la glauconie est d'ailleurs très voisine de celle des illites.

Nous avons déjà noté que, dans la formation d'Agadem, les niveaux glauconieux sont généralement profondément altérés en oxyde de fer. Il est probable que de nombreux niveaux ferrugineux interstratifiés ont une origine semblable. JODOT (1933) avait déjà souligné ce phénomène dans le cas des grès de Sotuba, au Soudan (DARS, 1960).

e) On doit encore citer les ÉVAPORITES qui peuvent fournir une source possible de potasse : sylvine (KCl), carnallite ($KCl.MgCl_2.6H_2O$), kaïnite ($KCl.MgSO_4.3H_2O$), schönite ($SO_4Mg.SO_4K_2.6H_2O$) etc...

Dans le cas des alunites de Termit, il ne semble pas que des évaporites aient dû exister primitivement parmi les roches altérées, aussi nous ne citons cette éventualité que pour mémoire.

Ainsi, la potasse des alunites peut avoir une origine détritique, brute ou transformée. Elle pourrait également être d'origine chimique. Dans le cas des alunites de Termit, il est raisonnable de penser que la décomposition de feldspaths potassiques et surtout d'illites contenues dans les grès de Termit, ait fourni cet élément en quantité suffisante pour permettre l'élaboration des alunites.

2° — *Origine des composés du soufre*

L'alunite chimique théorique contient 38,6 % de SO_3 . Il est essentiel de se poser la question de l'origine du soufre.

Deux hypothèses sont classiquement admises (LACROIX, 1910) :

a) Le SO_2 est d'ORIGINE PROFONDE et parvient à la surface avec des FUMEROLLES volcaniques, des mofettes. Ceci peut être observé dans les cas où les alunites sont en liaison avec des roches volcaniques récentes près d'appareils présentant encore une activité au moins fumerollienne ou THERMO-MINÉRALE. (Madrias, en Auvergne, etc...) (JUNG, 1946). Dans le Sud du massif de Termit, ce cas ne semble pas s'appliquer, mais on ne doit pas négliger cette hypothèse car des volcans quaternaires existent à Gossolorom, à une centaine de kilomètres au Nord. Enfin, une importante fracture existe au voisinage des alunites de Termit sud et pourrait éventuellement avoir facilité la montée de SO_2 de la profondeur. Nous réservons cependant cette hypothèse comme trop peu probable.

b) L'acide sulfurique provient de l'oxydation de PYRITE incluse dans la roche primitivement non altérée.

La pyrite existe dans les argiles du Crétacé supérieur marin de l'Aschia Tinamou et le gypse est abondant dans les déblais du puits. L'altération de la pyrite donnerait de la mélantérite, sulfate de fer à 7 molécules d'eau, qui, dans un milieu contenant de la calcite réagirait sur le carbonate de chaux en donnant le gypse à deux molécules d'eau. Pour admettre que la pyrite est également à l'origine des sulfates de la formation de Termit, il faut envisager sa présence au sein des grès et argiles et sa disparition par altération. Cette hypothèse implique une conséquence importante : l'aspect actuel de ces sédiments reflète des conditions différentes de celles du milieu de dépôt. Les terrains auraient donc subi postérieurement à leur diagenèse d'importantes modifications « épigénétiques » en relation avec une zone d'altération correspondant à ce que les mineurs appellent la zone de cimentation, conséquence d'une altération superficielle (weathering) et qui est également connue sous le nom de manteau, couverture ou écorce d'altération.

3° — *Signification des éléments en traces (vanadium)*

L'analyse révèle une nette concentration en vanadium des alunites; celle-ci peut atteindre 1 500 parties par million, ce qui représente une concentration de plus de dix fois le clarke de cet élément.

Une intéressante étude bibliographique de P. NICOLINI (1960) sur le vanadium souligne l'origine supergène des concentrations de ce corps dans le domaine sédimentaire. Le rôle du milieu généralement continental est important. Il semble que l'origine de la concentration en vanadium soit liée plus à la géomorphologie et aux paléo-climats chauds et arides qu'à la stratigraphie. On remarque que, parfois, la présence de vanadium est liée à la fin d'une séquence négative. Les gisements sont plus fréquents dans les zones à longue stabilité tectonique.

De l'étude de P. NICOLINI (1960) il semble que l'on peut dégager le schéma simplifié suivant, en tenant compte de données de RANKAMA et SAHAMA (1950) :

Le vanadium libéré au cours de l'érosion se fixe à l'état de cations sur les feuillets des minéraux argileux déposés aux cours de la sédimentation. Lors d'une altération ultérieure des sédiments sous climat chaud et aride, le vanadium est concentré notamment sous forme d'anions adsorbés dans les matériaux résiduels, ce qui correspond à une oxydation. Le rôle de la biosphère est certainement très important à ce stade et l'on sait que le vanadium est souvent lié à la matière organique.

Nous voyons dans ce mode de concentration habituellement superficiel du vanadium un nouvel indice pour nous guider dans la recherche de l'origine de l'alunite.

B. — RÉSUMÉ DES HYPOTHÈSES SUR L'ORIGINE DE L'ALUNITE

Récapitulons brièvement les principales hypothèses que l'on peut proposer pour expliquer la genèse de l'alunite et examinons dans quelle mesure chacune de ces hypothèses peut s'appliquer au cas qui nous occupe.

1. *Hypothèse du dépôt sédimentaire chimique*

L'aspect stratoïde du niveau à alunite et la disposition des lentilles d'alunite au sein des argiles et des grès, de même que la position stratigraphique assez constante des bancs plus riches en alunite, peuvent suggérer une origine sédimentaire.

La texture microscopique extrêmement fine de la roche exclut un mode de dépôt détritique. On peut cependant envisager un dépôt chimique.

D'après un graphique suggestif donné par BAAS BECKING, KAPLAN et MOORE (1960), le domaine de formation de l'alunite en tant qu'évaporite serait situé dans les zones de pH très bas, de l'ordre de 3 et de potentiel d'oxydo-réduction très élevé (eH de 400 à 800 millivolts) (fig. 159).

On sait que dans la lagune de Kara-Boughaz, dans l'Est de la mer Caspienne, les dépôts observés sur les rivages sont constitués de croûtes de gypse et de sulfate de potassium. Mais il ne semble pas que les ions Al soient susceptibles de se maintenir en quantité appréciable dans les eaux salées naturelles pour permettre la formation d'alunite sous forme d'évaporite.

Nous voyons donc que les conditions de précipitation chimique d'un sulfate d'alumine et de potasse ne semblent pouvoir être réalisées dans les formations lagunaires connues, actuelles ou anciennes. De plus, l'aspect de la formation de Termit n'est pas celui d'un dépôt par précipitation chimique d'évaporite. Enfin, un examen attentif des affleurements montre l'association étroite entre l'alunite et le kaolin et celui-ci peut être disposé en lits ou en veines obliques par rapport à la stratification. Il est donc très probable que la genèse des alunites ne s'est pas faite par précipitation directe, mais est due à une transformation secondaire.

2. *Hypothèse d'une transformation chimique d'un matériel préexistant*

a) **HYPOTHÈSE VOLCANIQUE.** — Des fumerolles seraient à l'origine de l'altération d'un matériel feldspathique ou argileux potassique. Il n'est pas possible d'écarter définitivement cette éventualité pour les gisements d'alunite situés au voisinage des failles de la région de Termit. Cependant cette

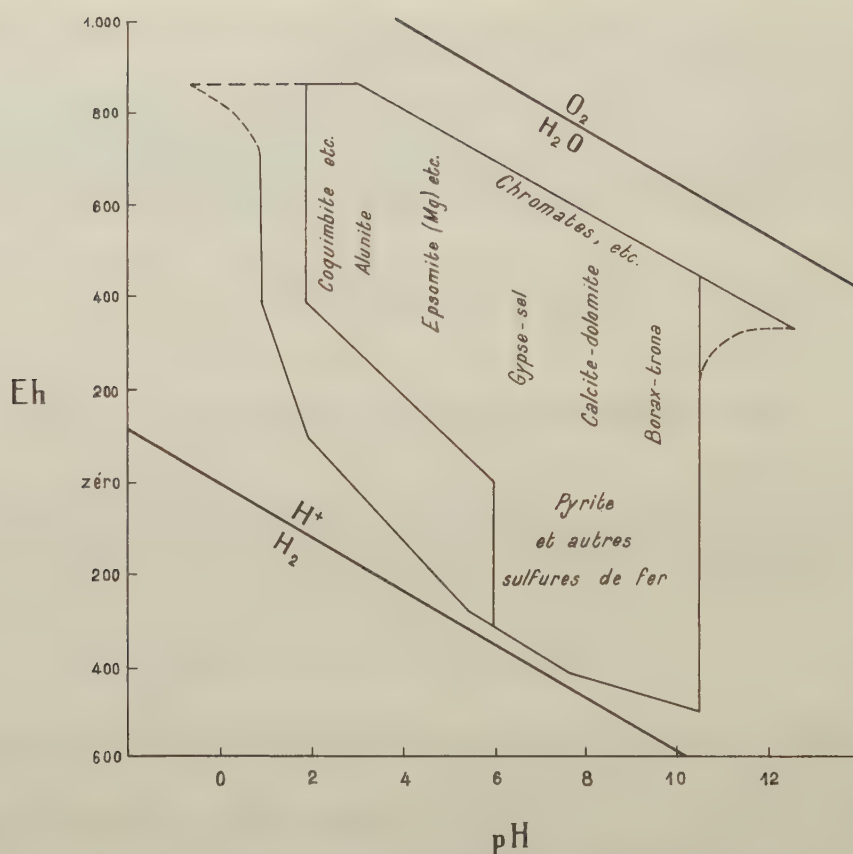


FIG. 159. — Champs de formation suggérés de quelques évaporites d'après BAAS BECKING, KAPLAN et MOORE (1960).

L'alunite se formerait en milieu acide et fortement oxydant.

hypothèse ne peut s'appliquer à tous les gisements du Niger et du Soudan. Ceux-ci ont sans doute une origine commune et il ne nous semble pas nécessaire d'avoir recours à des actions internes pour les expliquer.

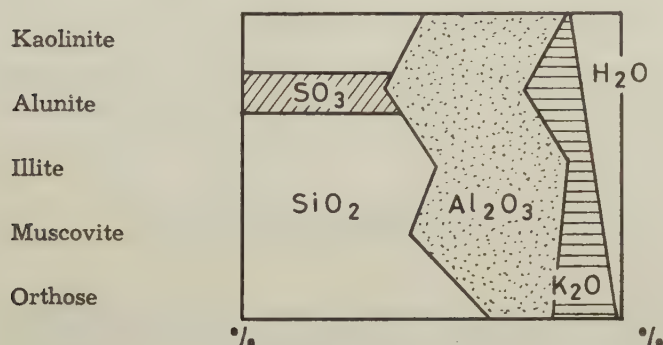
En corollaire de l'action volcanique, on peut citer le cas d'altération par des EAUX THERMALES RICHES EN SO_2 et venant de la profondeur. Ces eaux circulant dans des fractures et des niveaux perméables pourraient réagir sur un matériel potassique (argiles illitiques, arkoses, tufs) pour engendrer l'alunite. L'hypothèse hydrothermale classique (LACROIX, 1910) a été évoquée notamment par KERR (1955), AUGOT (1959) et HOYOS et ALIAS (1960).

COMPOSITION CHIMIQUE APPROCHÉE DE L'ORTHOSE, MUSCOVITE, ILLITE, ALUNITE ET KAOLINITE.
EVOLUTION THÉORIQUE DANS LE SENS DE L'ALTÉRATION.

	Orthose	Muscovite	Illite	Alunite	Kaolinite	Pyrophyllite
SiO_2	64,7	45,23	51,9	0	46,52	66,66
Al_2O_3	18,4	38,44	35,3	37,0	39,54	28,33
K_2O	16,9	11,81	8,1	11,35	0	0
H_2O	0	4,52	4,7	13,05	13,94	5,00
SO_3	-	-	-	38,6	-	-

Orthose	calcul de composition fait pour la formule $\text{Si}_3 \text{Al O}_8 \text{K}$
Muscovite	moyenne approximative pour une formule $(\text{Si}_3 \text{Al}) \text{O}_{10} \text{Al}_2 \text{K} (\text{OH})_2$
Illite	moyenne approximative pour une formule $(\text{Si}_4 - n \text{Al}_n) \text{O}_{10} \text{Al}_2 \text{K} (\text{OH})_2$ avec $n = 2/3$
Alunite	avec la formule théorique $\text{K}_2 \text{O} \cdot 3 \text{Al}_2 \text{O}_3 \cdot 4 \text{SO}_3 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$
Kaolinite	avec la formule théorique $(\text{Si}_2 \text{O}_5) \text{Al}_2 (\text{OH})_4$
Pyrophyllite ...	avec la formule théorique $\text{H}_2 \text{Al}_2 (\text{SiO}_3)_4$

GRAPHIQUE REPRÉSENTATIF DES COMPOSITIONS CHIMIQUES



b) HYPOTHÈSE DE L'ALTÉRATION SOUS L'EFFET D'AGENTS EXTERNES — Dans cette hypothèse l'ion SO_4 provient de la pyrite des sédiments soumis à l'action de l'altération oxydante et, en premier lieu, de la circulation des nappes d'eaux superficielles ou profondes.

Dans les marnes, on observe fréquemment une altération de la pyrite conduisant aux « argiles à gypse » dont la formation est très généralement épigénétique (LACROIX, 1893). De même, en l'absence de calcium, l'« acide sulfurique » provenant de la décomposition de la pyrite peut agir sur les silicates et donner de la jarosite, alunite et aluminite (LACROIX, 1910), (STRAKHOV, 1957).

Dans les grès de Termit, comme dans plusieurs niveaux continentaux du Niger déposés en milieu acide et bien drainés, le calcaire manque totalement. La pyrite existe en abondance dans le Crétacé supérieur marin de l'Aschia Tinamou qui forme le soubassement de la formation de Termit. On doit donc supposer, soit que les eaux ont transporté des sulfates à partir de l'extrême sommet du Crétacé marin, soit que de la pyrite existait dans les niveaux de Termit avant leur altération.

La formation de l'alunite serait donc à rapporter à une altération secondaire de type « manteau d'altération » affectant un matériel non calcaire et assimilable à une zone de cimentation ou d'altération très générale.

Cette hypothèse s'accorde avec un certain nombre d'observations géologiques :

- 1) La liaison intime sur le terrain entre l'alunite et la kaolinite. Toutes deux se présentent en lentilles dans les argiles, fragments roulés dans les grès et en ciments dans les silts. De plus, les analyses montrent tous les passages entre alunite pure et kaolinite pure. Il semble que par altération par des eaux susceptibles de fournir de la silice, l'alunite puisse se transformer en kaolinite comme l'indique BETECHTIN (1956).

- 2) La disposition de la kaolinite en filonets allongés en lits, mais pouvant recouper la stratification, indique bien que le mode de dépôt d'une part du matériel n'est pas dû à la sédimentation, mais à des circulations très postérieures.
- 3) L'étude des teneurs en vanadium semble indiquer une concentration lors d'un processus d'altération portant sur un matériel déposé : des nodules détritiques transformés en alunite sont plus enrichis que le ciment gréseux. Ceci souligne le rôle des circulations des eaux.
- 4) L'absence de calcaire dans toute la formation de Termit ouest justifierait la formation d'alunite plutôt que le gypse qui apparaît dans la formation de l'Aschia Tinamou à niveaux marneux.
- 5) La présence de niveaux riches en muscovite détritique pouvait représenter une source d'hydromicas et de potasse.
- 6) L'existence d'une importante discordance séparant les sédiments à alunite de Termit des niveaux à oolithes ferrugineux implique une période d'érosion, à laquelle a pu succéder une période d'altération plus ou moins longue.
- 7) La perméabilité relativement bonne des terrains aurait facilité la circulation des solutions altérantes.
- 8) La présence dans une situation stratigraphique comparable d'autres témoins d'une importante période d'altération : bauxites (Agadem, Gaya), kaolin (Agadem, Termit, Niamey, etc...).

C. — AGE DES ALTÉRATIONS

On doit tout d'abord remarquer que l'altération dont il est question n'est pas récente, car elle n'est pas en relation avec la morphologie actuelle qui la recoupe profondément. Les grands traits de la morphologie des falaises datant de la fin du Tertiaire ou du début du Quaternaire, on en déduit que l'écorce d'altération étudiée est anté-Quaternaire.

Les différents produits d'altérations envisagés affectent un matériel d'âge varié : Sémonien ou post-Sémonien à Agadem et Termit, socle cristallin dans la région de Niamey.

Dans toutes les localités citées, le matériel altéré est recouvert par les grès argileux et les bancs à oolithes ferrugineuses considérés comme contemporains des formations reposant sur l'Eocène marin du Niger Central et du Soudan.

L'altération est bien antérieure aux terrains superposés à ceux qu'elle affecte, car ceux-ci n'en ont pas subi les effets. En particulier, les termes inférieurs, et notamment le kaolin et l'alunite, sont fortement décolorés par perte de fer, alors que les termes supérieurs comprennent de nombreux niveaux riches en fer.

L'existence d'altérations plus anciennes et surtout plus récentes, notamment celles du Quaternaire, peut être mise en évidence, mais l'âge de l'importante période responsable de la formation des kaolins, bauxites et alunite qui nous occupent ici peut être précisé. Affectant un matériel anté-éocène et fossilisé par le post-Eocène, nous pouvons croire que cette période date de l'Eocène.

D. — LOCALISATION DU MANTEAU D'ALTÉRATION

La localisation des régions où ces phénomènes d'altération ont eu lieu est remarquable. Elle comprend le Niger oriental et l'extrémité du Niger occidental, coïncidant assez exactement aux

régions qui n'ont pas été recouvertes par la mer éocène. Par contre, l'altération n'a pas été mise en évidence à l'affleurement ou dans les sondages traversant l'Eocène marin du Niger central occidental (GREIGERT, 1957).



FIG. 160. — Répartition des témoins éocènes.

Ainsi, dans le Niger central, le Crétacé supérieur-Paléocène a conservé son faciès gris sombre à matière organique de dépôt en milieu réducteur. Dans le Niger oriental, il a pris une teinte claire ou rubéfiée par oxydation. Cette différence n'est pas due à une action climatique récente ou quaternaire, car les teintes grises se conservent à l'affleurement même lorsque la couverture marine a été érodée.

La zone d'altération mise en évidence apporte ainsi une preuve attendue de l'hypothèse émise par les géologues étudiant la sédimentation marine éocène (RADIER, 1957; SLANSKY, 1959). Dans les bassins marins, la sédimentation à dominante chimique s'explique, pour ces auteurs, par l'hypothèse d'ERHART (1956) d'un continent en voie d'altération pédogénétique en période biostasique.

L'existence de cette écorce d'altération accentue la différence entre les zones envahies par la mer, et dont le substratum sédimentaire ou cristallin est protégé des actions oxydantes de l'altération, et les zones légèrement surélevées où les altérations peuvent s'établir en périodes stables.

Ces deux tendances seraient préférentiellement réparties dans l'espace au cours du temps dans l'hypothèse classique des synclises et des antéclises (BELOUSOV, 1956). En Afrique, nous verrons, au contraire, qu'elles se déplacent géographiquement au cours du temps, suivant une loi de répartition tendant à l'uniformisation et à la compensation.

Dans l'Ouest du Niger, où aucun sédiment du Crétacé ne s'est déposé sur le socle, c'est ce dernier qui a subi l'action de la longue période stable, biostasique, d'altération avant le dépôt des grès argileux et oolithes ferrugineuses.

Au Soudan (Mali) les lithomarges fossiles que H. RADIER (1957) a mises en évidence dans le Gourma et qu'il rattache à des « témoins de la profonde altération latéritique qui a marqué la boucle du Niger pendant l'Eocène », appartiennent sans doute à la même époque d'altération, extension septentrionale des niveaux kaolinisés de la région de Niamey au Niger. Cette période d'altération a du être générale en Afrique car, à des latitudes comparables ou un peu plus méridionales, G. ANDREW (1952) parle d'un stade latéritique au Tertiaire moyen au Soudan, 3 000 km à l'Est de nos témoins. Au Sénégal, F. TESSIER (1950) a également mis en évidence des altérations continentales responsables de la formation de latéritoides phosphatés au Lutétien supérieur.

Au Hoggar, BORDET (1951) a trouvé des « latérites » conservées sous des coulées de basalte et qui appartiennent peut-être à la même époque.

Interprétation tectonique

Au cours de l'histoire géologique du pays, des périodes d'altérations comparables ont sans doute existé à de multiples reprises. Mais leurs traces ont généralement disparu parce qu'elles représentent un stade fugace de l'évolution du continent et sont généralement effacées par l'érosion qui suit les mouvements positifs affectant les aires continentales.

Le caractère le plus remarquable, qui nous permet l'observation des traces de ces phénomènes d'altération, est la succession de mouvements généraux négatifs du continent après une longue période d'exondation.

Des mouvements positifs amènent la destruction des zones d'altération et l'accumulation possible de matériaux sédimentés à partir des matériaux résiduels (bauxites sédimentaires, sidérolithique, etc.).

Des mouvements négatifs rendent possible la fossilisation des zones d'altérations sous une discordance.

Ainsi, la présence de la zone d'altération mise en évidence s'inscrit dans le cadre des faits découlant du caractère général transgressif des formations continentales les plus élevées du Tertiaire. Elle vient illustrer la diminution d'amplitude avant la fin du Tertiaire des vastes mouvements d'ondulations qui, au cours de l'histoire de la plate-forme africaine, ont dessiné les synclises et les antéclises, contrôlant et dirigeant les phénomènes d'érosion et de sédimentation.

E. — CONSÉQUENCES

La formation de Termit ouest, telle qu'elle nous apparaît à l'affleurement, est fortement modifiée par rapport à ce qu'elle devait être avant son altération lorsqu'elle reflétait encore les conditions de dépôt.

MODIFICATIONS DE PARAGÈSES PAR OXYDATION POUVANT ENGENDRER DES SULFATES

Paragenèse de dépôts (milieu réducteur et alcalin)	Oxydation (altération)	Paragenèse transformée (association oxydée)
Illite + glauconie + pyrite	—————→	Kaolinite + oxyde de fer + alunite + SiO ₂
Feldspath potassique + pyrite (dans des roches cristallines ou des arkoses)	—————→	Kaolinite + alunite + SiO ₂
Calcaire ou marne + pyrite	—————→	Argile + gypse
Pyrite --- mélantérite, avec illite ou glauconie	—————→	Jarosite

Si nous admettons l'hypothèse d'une importante altération responsable notamment de la genèse de l'alunite, trois indications nous sont fournies sur le milieu de genèse de la formation de Termit ouest avant son altération :

1) La pyrite ayant dû exister dans les sédiments, il est certain que le dépôt s'est effectué en milieu réducteur. On peut donc penser que la matière organique y était présente en quantité importante. En fait, on trouve de nombreuses traces végétales dans cette formation, mais elles sont en empreintes et la matière carbonneuse n'est généralement pas conservée : elle a été détruite par oxydation en contribuant sans doute à la décoloration des niveaux argileux. Il n'est pas impossible que la forte teneur en vanadium soit un autre indice de l'abondance primitive de la matière organique auquel cet élément est généralement lié (RANKAMA et SAHAMA, 1950), car on sait que le vanadium est un des corps les moins mobiles de ceux contenus dans les solutions extraites des pores des roches argileuses (BABINEC, 1958).

2) L'absence remarquable de calcaire à l'affleurement se confirme. Pour KRUMBEIN et GARRENS (1952), ceci indique un milieu à pH à tendance acide inférieur à la limite 7,8.

3) La nécessité de trouver une source pour le potassium de l'alunite indique une forte probabilité de la présence d'illite dans la fraction argileuse.

Pour G. MILLOT (1949), l'illite est un constituant banal des sédiments, le plus souvent d'origine détritique. Ceci est d'ailleurs confirmé par la répartition actuelle de l'illite dans les sédiments des fonds des océans, qui semble indiquer que ce minéral se dépose en dehors des zones tropicales (HEEZEN, NESTEROFF et SABATIER, 1960).

Ainsi, malgré son aspect actuel fortement oxydé par une profonde altération, la formation de Termit aurait pris naissance dans un *environnement réducteur proche de la neutralité*, sous climat tempéré, si l'on tient compte des limites imposées par les remarques précédentes.

L'existence de cette importante période d'altération à l'Eocène nous oblige donc à interpréter avec prudence le sens des sédiments tels qu'ils nous apparaissent à l'heure actuelle dans les zones de plate-forme. Ils peuvent avoir subi des modifications importantes au cours de l'altération, surtout

sous l'action oxydante de la zone de fluctuation des nappes profondes. Les paragenèses minérales actuellement observables peuvent ne pas être les associations stables dans le milieu de sédimentation des roches, mais des paragenèses transformées au cours d'une épigénèse développée dans ce cas particulier.

Au contraire, dans les aires soumises à des mouvements négatifs dominants, et notamment dans les bassins marins côtiers, l'interprétation des paragenèses minérales et, en particulier, des minéraux argileux, peut se faire avec le succès que l'on sait (SLANSKY, 1959).

F. — APPLICATIONS

1. *Prospection de l'alunite*

Les conditions favorables à retenir comme indice théorique d'alunite pour l'établissement d'une carte prévisionnelle sont :

- présence d'une lacune, avec « émergence » dans la série stratigraphique
- présence de matériel potassique non calcaire favorable sous la lacune
- possibilité paléogéographique d'installation d'une zone d'altération.

Ces différents points nécessitent évidemment la connaissance complète de la série stratigraphique et le tracé de la carte géologique.

2. *Prospection générale*

La mise en évidence d'une écorce d'altération éocène et sa localisation géographique ouvre un champ très vaste à la prospection de nombreuses substances utiles.

— La zone émergée altérée est favorable à l'établissement de gisements résiduels de bauxite, kaolinite, alunite, etc...

— Dans la zone intermédiaire marginale où les conditions oxydantes n'ont pas joué, il est possible de trouver des accumulations de matières organiques. Les gisements de lignite de la Nigeria ont une situation et une explication paléogéographique de cet ordre.

— Dans la zone abaissée marine, d'autres gisements sont possibles : phosphates dont des indices existent, pétrole (il en existerait de cet âge dans le Sud de la Nigeria).

G. — RÉSUMÉ - CONCLUSION

L'alunite serait engendrée par une altération de matériel préexistant illiteux ou feldspathique, pyriteux non calcaire.

Avec l'alun, l'alunite serait l'équivalent, en milieu potassique, du gypse des formations marneuses.

L'alunite serait ainsi le témoignage d'une époque d'altération profonde avec formation d'un manteau d'altération.

L'action de cette altération modifie considérablement l'aspect lithologique des formations qu'elle affecte. Elle peut conduire à des paragenèses de minéraux oxydés secondaires à partir d'associations de minéraux originaux réduits.

L'âge de cette altération est sans doute à rapporter à l'Eocène.

L'écorce d'altération affecte les zones émergées et stables de cette époque.

Sa conservation a été rendue possible dans les aires ayant subi des mouvements négatifs après la longue période calme nécessaire à son élaboration.

Il est vraisemblable que la sédimentation chimique des mers éocènes ait été alimentée par la phase migratrice (ERHART, 1955) issue de cette écorce d'altération.

Les conséquences pratiques de ces phénomènes sont importantes : elles permettront d'orienter de façon logique et cohérente la prospection de nombreuses substances utiles au Niger.

Remarque

M. A. KASHAJ (1961) a proposé récemment une classification génétique des gisements d'alunite en 5 types. Les 3 premiers sont d'origine métasomatique et hydrothermale, en liaison avec le magmatisme intrusif ou effusif. Le 4^e type correspond à une métasomatose des roches alumino-silicatées par des solutions sulfureuses descendantes et se rapproche de notre cas.

Il semble que le type nigérien de gisement d'alunite mérite une place à part : il correspond à une alunitisation de roches sédimentaires ; il est très étendu sur une zone de plate-forme opposée aux « zones mobiles des provinces géosynclinales » et surtout aux « provinces de plissements alpins » avec lesquelles les gisements d'alunite des autres types sont en rapport, selon KASHAJ (1961).

CHAPITRE IV

ESSAI D'INTERPRÉTATION DE LA SIGNIFICATION DES MINÉRAUX ARGILEUX

L'examen de la fraction détritique grossière ou fine constituant la partie prépondérante des formations sédimentaires du Niger oriental, apporte des indications sur les milieux d'origine, de transport et de sédimentation de ces séries. Mais, d'autres données peuvent être obtenues à partir de l'étude de la répartition, de la nature et de la composition chimique des fractions les plus fines des sédiments, et notamment des minéraux argileux.

A cet effet, un certain nombre d'échantillons-types ont été choisis dans les différentes formations étudiées et leur fraction argileuse inférieure à 2μ a été déterminée aux rayons X.

Dans ce chapitre on trouvera, en premier lieu, les résultats des études aux rayons X. Ensuite, les généralités concernant les minéraux argileux et leur signification sont rappelées. Enfin, un essai d'interprétation de la genèse des minéraux argileux du Niger oriental viendra apporter quelques éléments qui seront utilisés dans un autre chapitre, lors de l'étude paléogéographique.

A. — NATURE DE LA FRACTION ARGILEUSE DES ROCHES DU NIGER ORIENTAL

Ces études ont été effectuées aux rayons X au laboratoire de sédimentologie du Professeur G. MILLOT, à Strasbourg, avec le concours de T. CAMEZ et J. LUCAS.

Abréviations :

M = Montmorillonite

K = Kaolinite

I = Illite

C = Chlorite

A = Attapulgite

V = Vermiculite

Int. M-C = Interstratifié Montmorillonite à 12 Å Chlorite

(Composition des phases argileuses exprimées à 10 % près)

T = Traces

X = Présence

Origine	Description	N°	M	K	I	C	A
<u>SUD ET EST DE L'AÏR</u>							
<u>Crétacé inférieur continental</u>							
Falaise d'Akarazeras	Argile sableuse grise	2258	80	T	20		
Falaise sud d'Ouffaguedouf	Argile rouge et verte	2005	X	X	60		
Sud d'Elrhas	Argile verte et violette	2246	50	10	40	T	
Sud-Est Azaouageur	Argile rouge sableuse à lits vert pâles	2037	20	10	50	20	
Falaise sud Zélik Est Kori Beurkot	Argile gréseuse gris violacé	2000	50	10	40		
Sud-Est de Zélik	Argile grasse noire et verte	2008	40	30	30		
Ouest de Tazolé	Argile noire et verte à nodules calcaires	2149	90	10	T		
Nord Téfidet	Argile gréseuse rouge et verte	1589	Int.M-C 30		70		
Téfidet : oued Baouet	Argile gréseuse verdâtre foncé	1616	30		30	40	
<u>Formation d'Alanlara (Cénomanién inférieur). Marin littoral et transgressif</u>							
Nord-Ouest d'Alanlara	Calcaire gréseux	1502	70	T	T	30	
<u>Cénomanién supérieur marin à Neolobites</u>							
Ouest d'Alanlara	Argile vert foncé schisteuse	1512	Int.M-C 50			10	40
<u>Turonien inférieur marin</u>							
Nord-Est du mont des Addax	Calcaire argileux beige	2134	50	40	T	10	
<u>RÉGIONS AU SUD DU 16° PARALLÉLE</u>							
<u>Formation de Farak</u>							
Puits de Kow Kakil	Argile violette et verte	2278	50	30	20		
Puits de Kow Kakil	Argile grise sableuse	2277	70	30	T		
Puits de Bouguinjani	Argile vert pâle	2310	20	40	40		
Puits de Bouguinjani	Argile rouge	2307	60	20	20		
<u>Cénomanién et Turonien marin</u>							
Nord de Talrhas	Argile feuilletée vert clair	2300	50	30	20		
Nord de Talrhas	Argile beige à verte	2292	70	20	10		
Puits de Kandel Fadeï	Argile gris foncé à glauconie	2302	50	30	20		
Puits de Talrhas	Argile gréseuse beige verdâtre (altérée)	2290		100			
<u>Sénonien marin du sillon de Termit</u>							
Puits de l'Aschia Tinamou	Argile feuilletée vert foncé	1866	50	10			40
<u>Crétacé continental du Sud</u>							
Puits de Zaouzaoua	Argile rouge saumon micacée	2364	T	50	50		
Puits d'Inefiren	Argile gris bleu réticulée	2282		100			

Origine	Description	N°	M	K	I	C	V
<u>RÉGION D'AGADEM</u>							
<u>Tertiaire continental (formation d'Homodji)</u>							
Falaise d'Homodji	Grès très fin argileux rouge	976		100	T		
Falaise d'Homodji	Grès très fin argileux jaune	977		100			
Falaise d'Agadem	Grès sableux grossier	1003		100			
Tchouni-Tchadi	Argile jaune chamois pâle	1043		100			
Est d'Agadem	Grès argileux très fin micacé	1014		100			
Nord-Nord-Est d'Agadem	Argile gris violet, blanche litée entre dalles ferrugineuses à ripple marks	1024		90	T		T
<u>Zone d'altération "éocène" sur matériel crétacé-terminal (formation de Galhama)</u>							
Agadem	Bauxite pisolitique rose	992		X	Gibbsite dominante		
Nord-Nord-Est d'Agadem	Kaolin blanc, très pur	1025		100			
<u>Crétacé supérieur sénonien (formation d'Agadem)</u>							
Agadem, vallée centrale	Argile grise massive	997		90			10
Sud-Est d'Agadem	Argile grise massive à gypse	1027	50	40	10		
<u>RÉGION DU BILMA ET DU NORD</u>							
<u>Cénomanien et Turonien marin fossilifères</u>							
24 km Est de Cheffadène	Argile verte à brune Turonien inf. (partie supérieure)	2787		100	T		
23 km Est de Cheffadène	Argile vert pâle à gypse. Turonien inf. à <i>Nigericeras</i>	2789		100	T		
20 km Est de Cheffadène	Argile vert jaune à gypse à <i>Nigericeras</i>	2801		70	10	20	
22 km Est de Cheffadène	Argile vert pâle à gypse sur la zone à <i>Neolobites</i> (Cénomanien supérieur)	2833		100	T		
22 km Est de Cheffadène	Argile gris vert sous la zone à <i>Neolobites</i> (Cénomanien supérieur)	2837		90	10		
14 km Est de Cheffadène	Argile verte à gypse	2809		90	10		
<u>Cénomanien et Turonien littoral à continental (formation de Cheffadène et d'Arentigué)</u>							
14 km S-SW d'Arentigué	Argile gris violacé pâle, Turonien inférieur à niveaux ferrugineux à <i>Nigericeras</i>	2841		100	T		
20 km S-SW d'Arentigué	Argile gris bleu Turonien inférieur peut-être remanié	2818		100	T		
15 km S-SW d'Arentigué	Argile terreuse (même remarque n° 2818)	2824		90	10		
Cheffadène, Nord du puits	Argile verte à gypse Cénomanien probable	2220		70	30		

Origine	Description	N°	M	K	I	C
<u>Formation de Kafra supérieur et de Séguédine</u> (Turonien supérieur ou Sénonien à plantes)						
56 km WSW de Séguédine	Argile gris blanc à gypse	2776		100		
6 km W de Séguédine	Argile blanche feuilletée	2632		100		
<u>Formation de Bilma-Emi Bao</u> (Post-Turonien : Crétacé terminal-Tertiaire ?)						
Falaise de l'Emi Bao (+105m)	Argile blanc lilas	2708		100		
Falaise de l'Emi Bao (+ 55m)	Argile gris blanc massive	2705		100		
Pic Zumri	Argile gris lilas à quartz	2652		100		
<u>Formation de l'Oleki</u> (Crétacé supérieur indifférencié du Nord et du Nord-Est)						
45 km NW de Séguédine	Argile gris blanc mauve à quartz dispersés	2644		100		
Mont Oleki (+ 88 m)	Argile blanche gréseuse	2722		100		
S-E de Férouane	Argile jaune tendre	2727		100		
Est de Dadafuy	Grès argileux	2743		100		
S-E de Arkeisi	Grès fin argileux bariolé	2748		100		
Sidiné Boudoui	Argile rose lilas indurée	2751		100		
N-E de Dao Timmi	Grès argileux bariolé	2770		100		
<u>QUATERNAIRE</u>						
Cuvette de Karguéri	Limon noir argileux poreux	235		90	10	
Cuvette d'Agadem	Marne à diatomées, lacustre	1020	10	90		

**TABLEAU RÉSUMANT LA RÉPARTITION DES MINÉRAUX ARGILEUX
DANS LES FORMATIONS CRÉTACÉES ET TERTIAIRES DU NIGER ORIENTAL**

	M	K	I	C	A
Tertiaire continental (a) ⁽¹⁾		100			
Zone d'altération éocène (b) ⁽¹⁾		100	gibbsite, alunite		
Sénonien { Province centrale (c) ⁽¹⁾ Province nord-est (c') ⁽¹⁾	50	30	T		20
		100			
Cénoma- nien et Turonien { Province centrale (d) ⁽¹⁾ Province nord-est (d') ⁽¹⁾	60	20	10	10	T
		90	10	T	
Crétacé inférieur (e) ⁽¹⁾	50	20	30	T	

(1) a), b), c), etc... voir au verso.

- (a) Moyenne de 6 échantillons. Deux échantillons contenaient des traces d'illite ou illite et vermiculite. Les 3 échantillons de Crétacé terminal ou Tertiaire de Bilma ont également donné 100 % de kaolinite.
- (b) Un échantillon de kaolinite pure, un échantillon à gibbsite dominante avec kaolinite. En outre, nombreux échantillons d'alunite et kaolinite décelées par analyse chimique.
- (c) Deux échantillons. Un échantillon d'Agadem à 90 % de kaolinite a été éliminé, car il semble avoir subi une altération postérieure qui le classerait dans la zone d'altération précédente. Un échantillon contenant 40 % d'attapulгите provient du sillon de Termit.
- (c') 5 échantillons pour la province nord. En outre, 7 échantillons de Crétacé supérieur indifférencié de la même province renferment 100 % de kaolinite dans leur fraction argileuse.
- (d) 6 échantillons pour la province centrale. Un échantillon à 40 % d'attapulгите provient du sillon d'Alanlara-Téfidet.
- (d') 10 échantillons pour la province nord.
- (e) 13 échantillons, comprenant 4 de la formation de Farak et 9 des formations inférieures à Farak, surtout d'Elrhas. En différenciant les deux ensembles on obtiendrait :

	M	K	I	C
Formation de Farak	50	30	20	
Crétacé inférieur s.s.	50	10	40	T

Abréviations :

M = Montmorillonite
 K = Kaolinite
 I = Illite
 C = Chlorite
 A = Attapulгите
 T = Traces

Il existe toute une série de silicates hydratés cristallisés, dont les minéraux argileux, qui sont formés dans des conditions plus superficielles et qui se révèlent instables dans le milieu endogène.

B. — RAPPEL DE GÉNÉRALITÉS SUR LA SIGNIFICATION DES MINÉRAUX ARGILEUX (1)

Généralités

Les éléments constituant l'écorce terrestre, et en particulier la silice et l'alumine, sont susceptibles de s'associer sous forme de combinaisons chimiques variées formant des minéraux. La nature et l'agencement de ces éléments sont régis par les conditions physiques et chimiques du milieu de leur genèse.

Les silicates du milieu endogène, comme les feldspaths, prennent parfois naissance dans les roches sédimentaires non métamorphiques. Mais dans les conditions superficielles, ils sont en général en déséquilibre avec le milieu et ont tendance à se détruire sous l'effet des solutions d'altération et des divers agents exogènes.

(1) Le sujet est évidemment trop vaste, pour être traité ici d'une façon complète. Ces pages n'ont pour but que de rappeler quelques indications générales utiles au géologue de terrain non spécialisé.

L'examen pétrographique des roches cristallines révèle l'absence des minéraux d'origine exogène inexorablement détruits en profondeur au cours du métamorphisme. Les roches sédimentaires, au contraire, sont formées à la fois d'une fraction de minéraux instables, conservés, arrachés lors de l'érosion aux roches cristallines, et d'une fraction de minéraux nouveaux absents dans les vieux socles. Cette dernière fraction ne peut provenir entièrement de la destruction de roches sédimentaires et affirme l'existence de la formation de nouveaux minéraux propres au domaine superficiel.

Le problème n'est donc pas tant de savoir si les minéraux argileux, par exemple, sont néoformés : ils le sont en grande partie puisqu'ils n'existent pas dans les roches cristallines dont ils dérivent en premier ressort. La question qui se pose est de préciser à quel stade du cycle sédimentaire se forment ces nouveaux minéraux caractérisant le milieu d'interaction de l'hydrosphère et de la lithosphère : c'est-à-dire aussi de déterminer sous quelle forme s'effectue le transport des éléments constitutifs.

En effet, comme nous le verrons, les progrès récents de l'expérimentation et des études pédologiques démontrent clairement que les minéraux argileux peuvent se former par transformation des silicates endogènes et que leur nature est, dans une certaine mesure, fonction du milieu chimique et notamment des concentrations. Ainsi, l'interprétation paléogéographique du milieu chimique de genèse des argiles néoformées n'a de sens que si l'on sait à quel stade du cycle sédimentaire fondamental elles se sont formées et, en particulier, si elles sont originaires des altérations continentales ou pédogénétiques, ou si elles ont pris naissance au cours de la sédimentation dans les bassins, ou au cours de la diagenèse, de l'épigenèse, ou même de transformations plus tardives postérieures à la remontée tectonique des sédiments. Le problème est souvent complexe et même inextricable. Cependant, dans certains cas particuliers, une solution peut être proposée et soumise à la critique.

Ainsi, à côté des éléments détritiques évidents, donnant des indications sur les caractéristiques mécaniques du milieu, certains éléments néoformés peuvent parfois donner des indications sur le milieu physico-chimique et, par là même, sur l'environnement et venir étayer des données fournies par la paléontologie ou d'autres disciplines.

1. *Origine des minéraux argileux*

G. MILLOT (1949, 1952, 1957, 1961) a précisé la place et l'origine des argiles dans les cycles sédimentaires. En nous inspirant largement de ces études et en développant les points applicables aux sédiments que nous étudions au Niger, on peut présenter un résumé très schématique de ces problèmes sous la forme suivante :

a) MINÉRAUX HÉRITÉS

α) Les minéraux argileux des roches sédimentaires peuvent être des matériaux remaniés issus de l'érosion des roches du continent; ce sont alors des minéraux hérités. On doit remarquer que l'héritage de matériaux provenant d'un socle cristallin très métamorphique ou granitique sain ne peut pas fournir directement de minéraux argileux détritiques.

β) Les minéraux argileux peuvent être issus de l'érosion du manteau d'altération ou des sols du continent. Ce sont alors des minéraux hérités de la pédogenèse ou des roches résiduelles.

b) MINÉRAUX NÉOFORMÉS

Dans des cas précis, on a pu démontrer que certains minéraux argileux ne peuvent être issus du continent érodé. Dans ce cas, on doit envisager leur néoformation.

Cette néoformation peut se faire :

- a) Dans le bassin de sédimentation, à partir des produits dissous dans l'eau ou par halmyrolyse.
- b) Au cours de la diagenèse, à partir des produits déposés et des solutions connées.
- c) Au cours d'évolutions postérieures lors de l'épigenèse ou de l'altération, par réaction entre les minéraux et les solutions percolantes.

2. Facteurs pouvant intervenir pour déterminer la nature des minéraux argileux

Les facteurs qui peuvent intervenir pour déterminer la nature de la fraction argileuse d'un sédiment sont nombreux. On peut citer principalement :

- a) LA NATURE DES ARGILES DES FORMATIONS SÉDIMENTAIRES DU CONTINENT en voie d'érosion brutale dans le cas de l'héritage pur.
- b) LA NATURE DU MANTEAU D'ALTÉRATION ET DES SOLS DU CONTINENT érodé dans le cas d'argiles issues de l'érosion d'un continent ayant subi ou subissant une altération. Le climat et la morphologie du continent ont alors une influence prépondérante.
- c) LE MILIEU DU TRANSPORT. La plupart des auteurs admettent qu'« au cours de leur transport, les minéraux argileux ne subissent aucune modification » (HOLMES, HEARN, *in* RIVIÈRE et VISSE, 1954; MILLOT, 1949; ERHART, 1956, etc.). Il est probable que cela est dû à la rapidité relative du transport vis-à-vis des autres phénomènes géologiques. Mais ce problème serait remis en question par des études plus récentes.
- d) LE MILIEU PHYSICO-CHIMIQUE DE DÉPÔT dans les bassins de sédimentation. Son influence peut déterminer la nature des minéraux néoformés en fonction des ions en présence, de leur concentration relative, du pH et de l'Eh, et des autres facteurs physiques réglant les réactions chimiques et de précipitations.
- e) LA NATURE DES SOLUTIONS CONNÉES, puis DES NAPPES D'EAU d'imprégnation, joue ensuite si des évolutions ou des transformations doivent se faire au cours de la diagenèse et de l'épigenèse.
- f) LE MILIEU CONTINENTAL D'ALTÉRATION peut, enfin, venir superposer ses effets aux facteurs précédents et modifier les associations minérales lors de périodes d'altération pouvant survenir au cours des temps géologiques (émersions) ou de l'époque récente lors de la mise à l'affleurement.
- g) LES FACTEURS TECTONIQUES ont un rôle. MILLOT (1957) a souligné l'opposition entre les zones orogéniques et les aires stables. Au cours d'une orogénie intense, les reliefs sont accentués, l'érosion brutale peut attaquer un matériel cristallin ou sédimentaire sain : elle livrera des produits hérités à la sédimentation. Au cours d'une période calme, les reliefs peu accentués favorisant l'altération, permettront à la phase soluble d'atteindre seule la mer et des néoformations seront possibles. L'érosion de la couche altérée livrera ultérieurement un matériel hérité des sols.
- h) LE FACTEUR TEMPS. Le facteur temps joue certainement un rôle important. Lors d'altérations réalisées artificiellement à partir de roches endogènes concassées, on a pu voir apparaître les premiers stades de formation des minéraux argileux au bout de plusieurs mois, voire de plusieurs années (NOLL, 1936; SEDLETSKY, 1937; DEMOLON et BASTISSE, 1946; PEDRO, 1960). Il est probable que, dans les conditions naturelles, une modification plus complète demande un temps très long qui peut avoir une importance même à l'échelle géologique.

Dans le cas de néoformations à partir de solutions, les réactions permettant l'apparition des cristaux de minéraux argileux sont peut-être plus longues encore. La lenteur de ces phénomènes expliquerait en partie que l'examen des sédiments actuels ou récents prélevés par les océanographes ne peuvent nous renseigner qu'imparfaitement sur la nature des minéraux argileux néoformés sur les fonds marins : l'héritage masque des néoformations ou des transformations possibles à long terme et qui appartiennent peut-être au domaine mal connu de la diagenèse.

EN RÉSUMÉ : Les argiles peuvent être originaires ou nées sur le continent et transportées sans changement comme un matériel détritique. Elles peuvent également apparaître au cours de la sédimentation ; leur structure et leur composition peuvent évoluer lors de la diagenèse, peut-être même de l'épigenèse, sous l'influence de la circulation des nappes d'eau. Enfin, des modifications importantes peuvent survenir au cours de l'altération du sédiment.

On constate que la nature des minéraux argileux d'un sédiment est fonction à la fois de l'environnement du continent et du milieu de dépôt. La nature des minéraux argileux est insuffisante pour remonter toute l'histoire du sédiment ; il est nécessaire de combiner toutes les données pour atteindre une interprétation qui garde toujours un caractère d'hypothèse de travail. Cependant, dans certains cas simples, une influence peut être prépondérante et le mécanisme débrouillé, comme cela a pu être fait pour des aires tectoniquement stables.

3. Données de l'océanographie

Les océanographes, et récemment HEEZEN, NESTEROFF, SABATIER (1960), constatent une répartition des minéraux argileux en latitude qui pourrait refléter les conditions de genèse de ces minéraux sur les terres émergées voisines. L'origine des minéraux argileux serait terrigène et la mise en place pourrait se faire suivant différents processus.

Dans une étude à plus grande échelle portant sur les sédiments marins actuels de la côte de Caroline du Nord, MURRAY et SAYYAB (1955) ont montré que le minéral argileux ne change ni avec la profondeur, ni avec la distance à la côte. Seul le degré de cristallisation du minéral augmente en s'éloignant de la côte et avec la profondeur sous l'interface argile-eau.

Certaines études sont donc en accord pour attribuer à la sédimentation argileuse, à un instant donné, une valeur assez générale et représentative du mode d'altération du continent.

En outre, l'augmentation de cristallinité avec la distance à la source et avec l'ancienneté du sédiment indique que les particules argileuses constituant les sédiments ne sont pas de simples fragments détritiques transportés depuis les continents, qu'elles ont subi une recristallisation remarquable et que des néoformations ne peuvent être exclues lorsqu'intervient le facteur temps.

Cependant, les conditions océanographiques actuelles sont, sans doute, assez exceptionnelles, car fortement influencées par les glaciations quaternaires, notamment en ce qui concerne les répartitions des eaux et des courants. L. BERTHOIS (1960) remarque qu'actuellement aucun apport détritique n'atteint le bord externe des plates-formes continentales, alors que cela a été possible au Quaternaire ancien et au cours de certaines époques géologiques.

De plus, certains types de dépôts, comme les attapulgités, n'ont pas été observés fréquemment dans les échantillons actuels alors qu'ils forment de puissantes séries géologiques. Deux hypothèses peuvent être formulées pour expliquer cette lacune : soit que les conditions nécessaires à la formation massive de l'attapulгите ne sont réalisées nulle part actuellement sur le globe, ce qui est peu probable d'après ce que l'on sait de ce minéral ; soit que l'édification de certains types de réseau appartient au domaine de la diagenèse et se fait à une profondeur d'enfouissement assez grande, longtemps après le dépôt. La richesse en alumine libre de certains sédiments marins actuels plaide d'ailleurs en faveur de cette formation tardive possible de minéraux argileux (VERNHET, 1956).

4. Données de la pédologie sur les milieux de genèse des minéraux argileux

Les transformations qui relèvent de la diagenèse restent d'accès difficile. Le domaine de la pédogenèse, plus accessible, est mieux connu et nous aurons parfois recours aux travaux des pédologues pour interpréter la signification géologique des minéraux argileux. Ceci est justifié par le fait que des analogies existent entre le milieu de certains sols hydromorphes et le milieu de la diagenèse sous les fonds marins ou lacustres (ces fonds sont parfois englobés dans la « pédosphère », que certains auteurs étendent à la surface de contact de la lithosphère avec l'atmosphère ou l'hydrosphère). Ces deux milieux peuvent notamment, l'un comme l'autre, aboutir à la néoformation de minéraux argileux. Mais le stade final diffère essentiellement. La diagenèse appartenant au domaine des bassins est généralement protégée par un abaissement continu. La conservation de son résultat par fossilisation est la règle. La pédogenèse appartient au domaine continental et est un stade généralement provisoire qui est détruit par l'érosion lors de la poursuite du mouvement ascendant des aires continentales. Sa fossilisation est l'exception à l'échelle géologique.

Les travaux des pédologues mettent en évidence l'influence de la pluviométrie et des conditions de drainage sur la nature des minéraux argileux apparaissant dans les sols. Ces deux facteurs jouent simultanément et c'est leur résultante qui conditionne l'apparition des minéraux. Ainsi, dans une région à forte pluviosité mais où le drainage est insuffisant pour évacuer les bases provenant de la décomposition de la roche mère, les minéraux qui apparaissent peuvent être les mêmes que ceux qui prendraient naissance dans une région à moindre pluviosité mais où le drainage serait meilleur. L'influence de la roche mère est également régie en partie par sa richesse en bases. Mais ce facteur s'additionne ou se soustrait des influences climatiques et de drainage, permettant la formation de minéraux néoformés semblables sur des roches différentes soumises à des lessivages plus ou moins poussés ou de minéraux néoformés différents sur la même roche soumise à des milieux variés.

Ainsi se trouve soulignée dans la pédogenèse l'importance primordiale de la quantité des bases présentes pour la constitution de tel ou tel minéral argileux. C'est en dernier ressort, pour une part importante par ce facteur, que joue l'influence combinée du climat, de la morphologie et de la roche mère.

Les données de la pédologie seront importantes pour chercher à reconstituer l'environnement et surtout le climat régnant sur les continents à partir des minéraux hérités des sols.

5. Interprétation de l'influence du milieu chimique

En classant les principaux minéraux argileux par rapport à leur richesse en cations ou en fonction du rapport de la silice sur l'alumine, on constate que l'on a une suite croissante : kaolinite, illite, montmorillonite, attapulgite, sépiolite. Ceci ressort nettement dans un diagramme triangulaire construit à partir de la composition chimique approchée de quelques minéraux et ayant pour sommets la silice, l'alumine et le total des cations (fig. 162).

On remarque que la quantité de silice présente dans les minéraux argileux varie entre des limites assez étroites (environ 50 à 70 % en poids du minéral une fois l'eau éliminée).

Au contraire, le total des cations et l'alumine varient entre des limites beaucoup plus larges (respectivement 0 à 30 % et 0 à 45 % environ).

Il est vraisemblable que, dans un milieu donné, la nature et la quantité des différents éléments disponibles contrôlent le type de minéral capable de se constituer.

On peut dire que, dans un milieu sans cation, si un minéral argileux doit prendre naissance, il ne peut être que du type kaolinite.

Inversement, dans un milieu riche en cations et où l'alumine et la silice nécessaires sont disponibles, les autres minéraux argileux pourront se former. Leur nature dépendra de divers facteurs encore mal connus.

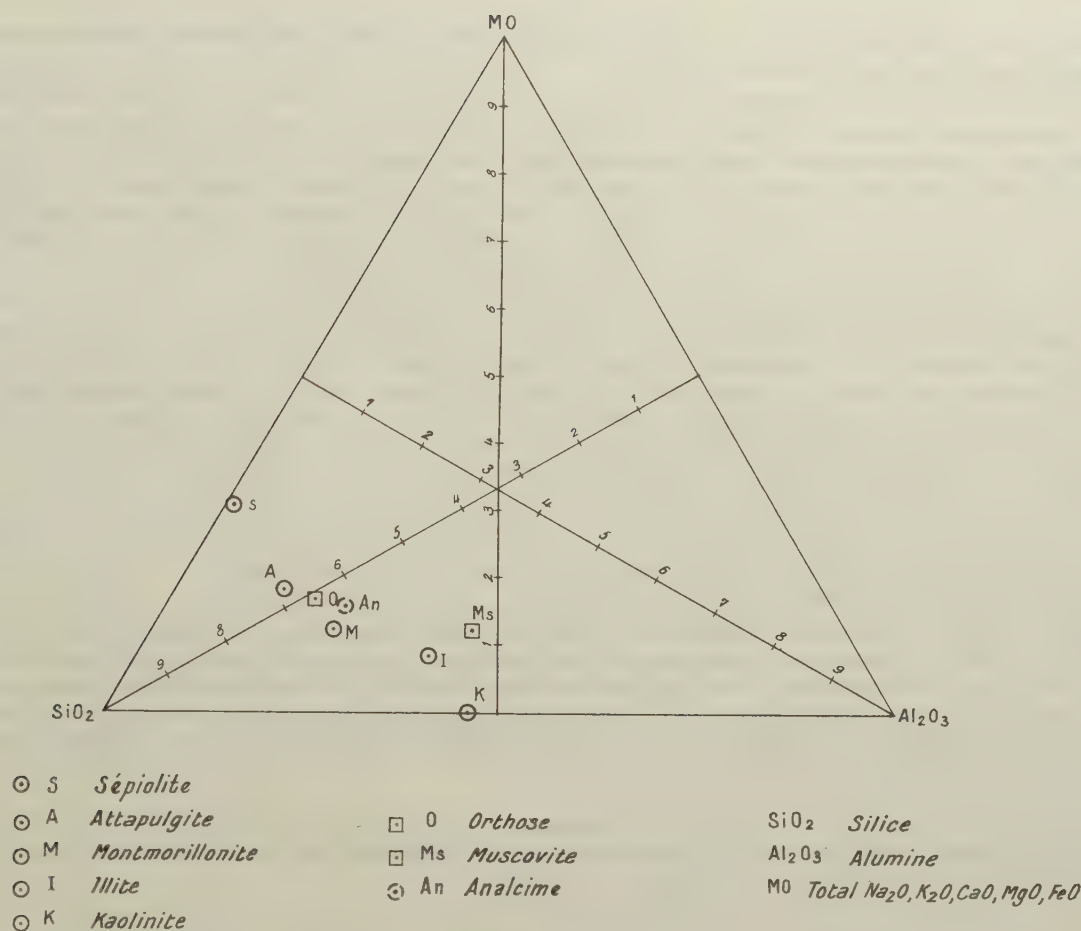


Fig. 162. — Diagramme triangulaire de représentation de la constitution chimique moyenne de quelques minéraux (eau éliminée).
D'après les analyses de GRIM, CAILLÈRE, 1934, MILLOT, HEYSTEK, 1955.

Ainsi, dans les sols où l'alumine est souvent présente en grande quantité le rôle des cations est primordial. Dans la mer, au contraire, les cations sont abondants et c'est peut-être la quantité d'alumine disponible qui joue un rôle privilégié dans l'édification des néoformations argileuses (MILLOT, ELOUARD, LUCAS, SLANSKY, 1961).

Enfin, des éléments n'entrant pas dans la composition des silicates néoformés peuvent être indispensables, comme le Ca dans le cas de la séricitisation des plagioclases (MILLOT, 1949), ou le Na pour la formation de la montmorillonite (HÉNIN, 1957; LENEUF, 1959).

6. Interprétation de la signification de quelques minéraux argileux

a) KAOLINITE (OH)₄ Al₂ Si₂ O₅

Les travaux de THIÉBAUT en 1925, puis de DREYFUSS en 1934, (*in* MILLOT, 1949), donnent une première idée sur l'origine des dépôts à kaolinite en indiquant que ceux-ci ne sont pas marins. Les

études de très nombreux chercheurs viennent confirmer cette remarque en précisant l'origine et les conditions de formation de ce minéral.

La kaolinite est un « minéral néogène qui se forme en milieu tropical, lorsque les conditions de drainage sont favorables » (MAIGNIEN, 1958). « Un milieu d'altération légèrement acide (pH de 6 à 7), mal pourvu en cations calco-magnésiens, des eaux d'imprégnation peu minéralisées favorisent la genèse de produits kaoliniques et de petites quantités de gibbsite. L'acidification du milieu (pH de 5 à 6 environ), à mesure que se poursuit l'élimination des bases et en particulier de CaO et Na₂O, accélérerait la kaolinisation aux dépens de la gibbsite ou des gels d'alumine » (LENEUF, 1959).

L'altération des feldspaths en gibbsite ou en kaolinite se ferait dans les mêmes types de climat, la gibbsite se formant et se maintenant au-dessus de la nappe, alors que la kaolinite proviendrait d'une resiliification de la bauxite au sein de la nappe. (GORDON et TRACEY, 1952, 1958). D'autres études récentes, et notamment celles de WOLLAST (1961), confirment que la formation de la gibbsite serait généralement le premier stade de l'altération. D'après M. BONIFAS (1959), et dans le cas de Conakry, les eaux des nappes, pauvres en sels, plus riches en silice dissoute et à pH plus acide, favorisent la formation de kaolinite à partir de la gibbsite provenant de l'altération des feldspaths sous climat tropical.

MILLOT, en 1949, soulignait déjà l'importance de l'absence de Ca pour la genèse de la kaolinite à partir d'un minéral silicaté. Au contraire la présence, dans la roche originelle, de K et Na, très solubles, semblerait indifférente à la kaolinisation.

De leur côté, A. OBERLIN et C. TCHOUBAR (1957, 1958, 1959) insistent sur l'aspect des particules de kaolinite dans les roches et en donnent une interprétation : des plaquettes bien formées indiquent un milieu d'eaux douces calmes, alors que les particules enroulées proviendraient d'une alternance de lessivage et de dessiccation. Dans les formations saumâtres ou marines les plaquettes sont de petite taille et toujours mal formées, car un milieu riche en cations et notamment en Mg, altère les plaquettes de kaolinite en les fragmentant.

EN RÉSUMÉ, on peut dire que la kaolinite apparaît en grande abondance sur un continent soumis à un climat tropical, aux eaux acides et présentant une topographie aplanie, mais suffisamment ondulée pour favoriser le drainage et l'élimination des cations.

b) FAMILLE DES ILLITES

Les minéraux argileux du groupe de l'illite ont une structure proche de celle des micas. Le feuillet structural élémentaire est à trois couches, les atomes de K lient les feuillets entre eux.

Les illites ont des caractères variables selon leur composition chimique intermédiaire entre les micas, les hydromicas et les montmorillonites. Les variations de la teneur en eau et en potasse sont en relation avec la taille extrêmement petite des particules phylliteuses.

La séricite apparaît lors de l'altération des feldspaths plagioclases aussi bien en climat tempéré que dans des conditions tropicales. LENEUF (1959) retient la séricitisation comme une première manifestation de l'altération. Selon MILLOT (1949), « la présence de Ca présiderait à l'apparition du réseau micacé de la séricite au sein du plagioclase, alors que le microcline ne réagirait pas dans le même sens ».

L'illite se rencontre en grande abondance dans les sédiments marins ou lacustres calcaires. Elle est fréquente, associée à d'autres éléments détritiques, dans les dépôts de type molassique dont l'accumulation est rapide et où le lessivage n'a pas le temps de se produire. VATAN (1959) a résumé ses caractères de la façon suivante : « en milieu non lessivé, basique, celui des arkoses, l'illite est le minéral argileux stable, en équilibre avec le milieu... Les feldspaths s'y altèrent en illite, le quartz est corrodé ».

En milieu acide et lessivé, au contraire, les illites sont instables : on ne les rencontre pratiquement

pas dans les formations latéritiques, sauf à la base des profils sur schistes (MAGNIEN, 1958; BONIFAS, 1959). Pour cette raison également, l'illite ne se trouve pas dans les formations sidérolithiques (KULBICKI, 1956).

Dans les sédiments l'illite peut être un produit allogène, sédimenté à partir de matériaux détritiques provenant de roches cristallines altérées. Cela implique une érosion rapide ou un climat froid et un milieu de dépôt non acide, renfermant des ions Ca capables de protéger le réseau micacé d'une altération trop poussée qui le détruirait.

Dans certains cas, il est également possible d'envisager la néoformation de minéraux illitiques si le milieu renferme de la silice en abondance et les ions K nécessaires. Dans ce cas, la forme arrondie des paillettes d'illite authigène permettrait, selon KULBICKI (1956), de les distinguer des illites détritiques aux contours déchiquetés et irréguliers. De son côté, RATEEV (1959) distingue les hydromicas isométriques fortement lessivés, hérités des zones climatiques humides et les hydromicas allongés, très alcalins et authigènes.

Un cas de néogénèse en milieu marin est bien connu pour une illite particulière, la glauconie, qui ne peut être héritée des sols où elle n'est signalée qu'à titre de curiosité rare.

KULBICKI (1956) envisage une troisième origine possible pour l'illite, qui concilie une provenance détritique et une néogénèse conforme aux conclusions de MILLOT, qui écrivait en 1946: « d'une manière générale la sédimentation argileuse est authigène par remaniement d'un matériel en grande partie allogène ». Dans l'exemple donné par KULBICKI (1956), les illites détritiques sont partiellement dissociées dans un lac fermé et y déterminent un milieu favorable à la formation d'illites, car les ions libérés restent en équilibre avec le minéral qui leur a donné naissance. « Il se forme, par orientation épitaxiale des néogénèses sur les minéraux primaires servant de germes, de nouveaux cristaux bien développés. »

Au cours de l'épigenèse, l'illite peut apparaître à partir de la kaolinite sous l'action de solutions salées percolantes, comme KULBICKI et MILLOT (1960) ont pu le démontrer dans le cas des grès cambro-ordoviciens sahariens.

c) LES CHLORITES

Les chlorites sont des phyllites proches des micas. Mais elles sont plus riches en Al et les ions alcalins y sont remplacés par Mg ou Fe. Elles peuvent se former par altération de la biotite.

On connaît des chlorites qui ne se rencontrent que dans les roches sédimentaires, comme la chamosite (berthierines) et les autres phyllites liées aux minerais de fer dont la genèse est de mieux en mieux connue (CAILLÈRE et HÉNIN, 1959). Pour BUBENICEK (1960), leur formation est diagénétique.

Les chlorites sédimentaires provenant de la transformation de minéraux interstratifiés sont également signalées dans les sédiments salifères par DROSTE, *in* GRIM (1960) et LUCAS et BRONNER (1961).

Les conclusions d'une origine variée possible tirées de l'étude des illites peuvent donc s'étendre à l'ensemble des minéraux micacés.

d) FAMILLE DES MONTMORILLONITES

Les montmorillonites sont des minéraux dont le feuillet élémentaire est constitué d'une couche d'octaèdres d'alumine comprise entre deux couches de tétraèdres de silice. Ces minéraux sont donc proches des illites, mais plus riches en silicium et les molécules d'eau séparant les feuillets leur donnent une distance réticulaire de 14 Å. La montmorillonite renferme généralement des cations MgO et CaO. Une partie de l'alumine peut y être remplacée par Fe_2O_3 .

Différents auteurs sont parvenus à faire la synthèse de la montmorillonite (W. NOLL, 1936; I. D. SEDLETSKY, 1937, etc...). D'autres ont obtenu des renseignements sur les conditions de genèse de

ce minéral par l'étude des altérations ou des sols ou des dépôts sédimentaires (ERHART, 1953; LENEUF, 1959; DUDAL, 1961; MILLOT, 1949, etc...). On peut tenter de résumer et de schématiser les résultats des recherches très nombreuses et variées dues à un grand nombre d'auteurs dans ce domaine.

Les minéraux argileux du groupe de la montmorillonite peuvent apparaître en milieu basique, riche en cations.

En milieu neutre ou légèrement acide, la montmorillonite ne pourrait se former que dans les zones réductrices.

De tels milieux physico-chimiques, avec formation possible de montmorillonite, ont été observés dans des environnements et des conditions géologiques, climatiques ou morphologiques variés qui appartiennent aux types suivants :

α) Formation de la montmorillonite à partir de matériaux éruptifs

En 1936, J. DE LAPPARENT écrivait : « la montmorillonite se produit lorsque le milieu est tel que les bases des minéraux magnésiens ne soient pas en état d'être éliminées ». Pour l'auteur, ce milieu est réalisé essentiellement lors de l'altération et de la dévitrification de minéraux pyroclastiques, comme c'est le cas pour les bentonites. L'altération sous-marine des roches effusives produirait notamment la montmorillonite en grande abondance.

β) Formation de la montmorillonite dans les sols de savane

La montmorillonite constitue un élément important des sols noirs de steppes couvrant les grandes plaines russes et américaines.

En Afrique, d'après l'étude d'un échantillon de la région du Tchad, en 1953, ERHART a rappelé que la montmorillonite est le minéral argileux typique des régions de savanes, par opposition à la kaolinite qui prend surtout naissance dans les régions tropicales et équatoriales.

Cette vue simplifiée du problème se révèle exacte, si l'on fait les réserves nécessaires sur les conditions particulières de drainage et la nature de la roche mère. Les travaux des pédologues montrent qu'à l'échelle de l'Afrique, il existe au Nord de la zone de latéritisation intense une bande sensiblement comprise entre les isohyètes 700 et 400 mm où les sols noirs riches en montmorillonite sont extrêmement étendus.

Ces sols de savane, non protégés par la forêt, peuvent théoriquement se trouver érodés et livrer à la sédimentation de la montmorillonite héritée des sols. Cependant, des difficultés se présentent pour appliquer cette hypothèse. En effet, il faut admettre que la montmorillonite ne s'altère pas au cours du transport, celui-ci devant être rapide, ou s'effectuer sous climat froid ou par le vent. De plus, le milieu de sédimentation ne doit pas détruire la montmorillonite importée. Enfin, la région de pluviométrie 400-700 mm où se forme actuellement la montmorillonite réalise des conditions d'hydromorphie liées à un régime aréique en opposition avec une érosion violente des sols. Cette érosion, pour se produire, devrait suivre un rajeunissement des reliefs, conséquence de mouvements épéirogéniques. Pour entraîner le dépôt de puissantes séries sédimentaires à montmorillonite, le phénomène devrait se poursuivre pendant un temps assez long.

Cette hypothèse d'une origine pédogénétique de la montmorillonite a été admise par RADIER (1957) pour interpréter la phase argileuse à 80 % de montmorillonite du remplissage, à dominante détritique, crétacé supérieur du fossé de Gao.

γ) Formation de la montmorillonite dans l'altération latéritique

La zone climatique favorisant une formation massive de sols noirs montmorillonitiques est bien délimitée; cependant, la montmorillonite peut apparaître de part et d'autre de cette zone si des conditions locales de drainage le permettent ou si des roches mères calco-magnésiennes favorables existent.

Ainsi, lors de l'altération latéritique « lorsque dans la partie profonde des profils le drainage n'a plus une efficacité suffisante et conduit à un enrichissement du milieu en silice et en bases libérées des silicates, avec un pH neutre ou légèrement alcalin », on observe la formation d'un produit montmorillonitique et de produits interstratifiés associés à de la kaolinite (LENEUF, 1959). De leur côté, CAILLIÈRE, HÉNIN et BIROT (1957), à partir d'une étude portant sur la zone latéritisée de quelques échantillons de roches basiques concluent : « même au cours d'une altération latéritique, les premières phyllites formées peuvent être des montmorillonites ». Des observations semblables ont été faites par CAPDECOMME et KULBICKI, SEGALEN, BONIFAS, FRIPIAT et GASTUCHE, etc...

Cependant la montmorillonite apparaissant dans les zones soumises à la ferrallitisation est un stade transitoire et fugace de l'évolution du milieu. L'acidification et l'apparition de conditions oxydantes fait disparaître la phase montmorillonitique (LENEUF, 1959). Il est donc certain que cette phase ne peut pas être à l'origine d'une distribution massive de montmorillonite dans un bassin de sédimentation. Cependant, ces processus d'apparition de montmorillonite lors d'altérations produisant normalement la kaolinite en grande quantité sont importants et méritent d'être signalés, car ils peuvent être à l'origine de traces de montmorillonite mêlées à du matériel kaolinique dans les produits sédimentés à partir des éléments provenant de la destruction de profils latéritiques. Des traces de montmorillonite peuvent, en effet, être nécessaires pour servir de « germes » à une éventuelle néoformation de montmorillonite dans le bassin sédimentaire qui réaliserait un milieu favorable.

δ) Montmorillonite de néoformation dans les bassins sédimentaires

La détermination de la part qui peut être due à la néogenèse est difficile à mettre en évidence pour la montmorillonite, qui est un produit banal des sols dont l'érosion peut nourrir une sédimentation héritée.

Le milieu marin ou lacustre calcaire présente à certaines époques des conditions favorables à la formation de la montmorillonite, comparables à celles nécessaires à cette genèse dans les sols ou au cours des essais de synthèse : milieu basique et réducteur, riche en Ca et Mg, avec du sodium, dont le rôle est mal connu, mais dont la présence semble indispensable. De plus, de l'alumine libre peut être représentée dans les sédiments des fonds marins (VERNHET, 1956) et permettre la formation de minéraux argileux tardifs lors de la diagenèse.

En milieu basique, la montmorillonite pourrait se former au détriment de la kaolinite (NOLL, 1936). Cette formation se ferait à partir d'ions ou de radicaux, mais KULBICKI (1956) aurait mis en évidence la formation de montmorillonite à partir de minéraux kaoliniques : des solutions basiques siliceuses lessivant des amas d'endellite (kaolinite « hydratée ») permettraient la formation de montmorillonite par dissolution et recristallisation de l'endellite ou par adjonction d'un feuillet de silice à chaque feuillet élémentaire d'endellite.

Bien que le problème structural de la néoformation du réseau de la montmorillonite soit encore à l'étude, on remarque que la montmorillonite est souvent associée à l'attapulgitite dont la néogenèse est très probable (voir p. 381). L'association est suffisamment constante pour penser qu'une origine semblable est possible dans certains cas. Ces minéraux se déposeraient ensemble au cours des périodes biostasiques où les continents sont soumis à une latéritisation intense et où seule une phase migratrice chimique parvient à la mer (MILLOT, RADIER, BONIFAS, 1957). Comme le fait remarquer SLANSKY (1959), lors de ces périodes, la montmorillonite est rare dans les sols et son abondance dans les dépôts implique une néoformation.

Cette conclusion est en parfait accord avec le résultat des expériences de PEDRO (1960) qui montrent qu'une altération acidifiante entraîne la formation d'un milieu d'accumulation basique caractérisé par la paragenèse carbonate-montmorillonite. L'expérience de PEDRO (1960) constitue en quelque sorte une image réduite de l'altération latéritisante et de la sédimentation chimique qui en est la conséquence.

Une étude récente de DUPLAIX, DUPUIS, CAMEZ, LUCAS et MILLOT (1960) apporte un argument

supplémentaire en faveur de l'hypothèse selon laquelle la montmorillonite serait un minéral de néoformation accompagnant la craie à silex.

e) L'ATTAPULGITE

L'attapulгите est un hydrosilicate de magnésium et d'alumine dont la structure réticulaire est non plus en feuillets, mais en chaînes de tétraèdres. C'est le minéral argileux le plus pauvre en alumine et le plus riche en silice et en bases avant la sépiolite.

MILLOT a fait le bilan des connaissances sur la sédimentation des attapulgités (MILLOT, 1949 ; MILLOT, RADIER, BONIFAS, 1957) et a proposé une interprétation harmonieuse des faits. Les points suivants peuvent être rappelés :

- a) L'attapulгите se rencontre essentiellement liée à des sédiments calcaires chimiques, marins ou lacustres, où des accidents siliceux peuvent exister. La montmorillonite peut s'y associer.
- b) L'attapulгите est absente du socle et des sols qui en sont dérivés.
- c) L'attapulгите est souvent présente massivement dans les séries en telle quantité qu'un remaniement à partir de sédiments à attapulгите érodés est exclu.

Ne pouvant être héritée du continent, on est amené à conclure que l'attapulгите est néoformée dans les bassins de sédimentation. Cette néoformation se ferait à partir des produits dissous provenant du lessivage des continents. L'examen des bassins éocènes africains concrétise cette vue en attribuant l'origine des éléments chimiques nécessaires à la phase migratrice issue d'un continent soumis à un lessivage latéritique. Les études les plus récentes précisent et confirment cette optique (RADIER, 1957 ; SLANSKY, 1959 ; ELOUARD, 1959 ; SLANSKY, CAMEZ et MILLOT, 1959, etc...).

De son côté, RATEEV (1959) remarque l'abondance des minéraux magnésiens (sépiolite, palygorskite, montmorillonite magnésienne, chlorites ferro-magnésiennes) d'origine sédimentaire-diagénétique dans les dépôts issus des lacs ou des sols sursalés des zones arides de régions stables.

Les conditions du milieu nécessaire à la formation de l'attapulгите sont donc mises en évidence : milieu basique calcaire et magnésien riche en silice et pauvre en alumine, sédimentation calme où les apports détritiques grossiers sont absents. Mais le détail du processus d'apparition du réseau de l'attapulгите reste inconnu. Le fait que ce minéral est très rare dans les sédiments actuels et que sa synthèse est difficile suggère, comme l'a déjà noté SLANSKY (1959), des conditions plus strictes que celles qui président à l'apparition de la montmorillonite. Ces conditions sont peut-être, en partie, du domaine des réarrangements diagénétiques qui seraient alors capables de réaliser une transformation inverse de celle connue dans le domaine pédologique, où l'attapulгите produit de la montmorillonite par une altération modérée.

Il est cependant suggéré dans les études de SLANSKY (1959), MILLOT et autres (1961), que la quantité d'alumine présente dans les eaux pourrait contrôler la genèse de l'attapulгите : en même temps que décroîtrait la quantité d'alumine disponible dans les eaux, le minéral néoformé serait successivement la montmorillonite, l'attapulгите, puis la sépiolite.

f) LES MINÉRAUX INTERSTRATIFIÉS

Les perfectionnements des techniques d'études aux rayons X ont mis en évidence l'abondance dans les sédiments des minéraux constitués par une alternance de feuillets ou de groupes de feuillets de deux minéraux argileux (illite, montmorillonite, chlorite ou vermiculite).

KULBICKI et MILLOT (1959) nous apprennent que « les interstratifiés sont les produits dérivant de phyllites normales par une altération limitée ». Cette altération porte sur les cations intercalaires et est réversible. Les interstratifiés permettent de déceler des variations de milieu dans une sédimentation en apparence homogène.

RÉPARTITION SCHEMATISEE DES MINÉRAUX ARGILEUX NÉOFORMÉS DANS LES SOLS
EN FONCTION DE LA ZONE CLIMATIQUE

[d'après CAMEZ, FRANC DE FERRIÈRE, LUCAS et MILLOT (1960)]

Climat	Minéral argileux
Tempéré humide	Vermiculite
Aride, sub-aride	Montmorillonite
Equatorial	Kaolinite

Fig. 163

Les interstratifiés peuvent former un stade intermédiaire entre deux minéraux argileux dérivant l'un de l'autre. Ainsi, dans les sols sous climat tempéré humide, la transformation de l'illite et de la chlorite en vermiculite se fait par l'intermédiaire de minéraux interstratifiés de type illite-vermiculite ou chlorite-vermiculite (CAMEZ, FRANC DE FERRIÈRE, LUCAS et MILLOT, 1960).

La présence de minéraux interstratifiés dans la fraction argileuse d'un sédiment peut donc s'interpréter comme un héritage de minéraux en voie d'évolution, ou comme une altération modérée des minéraux hérités ou authigènes du sédiment.

g) SIGNIFICATION DES SUCCESSIONS DE MINÉRAUX ARGILEUX

SLANSKY (1959) étudiant la répartition des minéraux argileux dans les bassins éocènes africains propose d'interpréter la suite kaolinite-montmorillonite-attapulgitite comme une séquence à cheval sur la sédimentation détritique et chimique et comparable aux séquences classiques de la géologie. La nature du minéral argileux serait fonction de la situation de son lieu de dépôt par rapport à la bordure du bassin. La variation sur une même verticale de la nature du minéral argileux indique le sens d'évolution transgressive ou régressive de la mer. Le minéral argileux refléterait aussi le milieu géographique du continent voisin.

Nous retrouverons plus loin une séquence comparable dans le Crétacé supérieur du Niger.

Cette séquence est valable pour les domaines voisins de continents latéritisés où, à côté des éléments solubles, la kaolinite est l'unique minéral argileux hérité en abondance.

Aux abords d'un continent soumis à un climat différent, la nature des minéraux hérités des sols peut être diverse : montmorillonite héritée d'une savane, vermiculite d'un podzol, ou minéraux endogènes non transformés si les sols sont négligeables (voir fig. 163).

Cette différence sensible en latitude de la nature du minéral argileux des sols introduit une autre suite de minéraux, correspondant à un degré d'altération et de lessivage de plus en plus poussé, se schématisant comme suit : feldspath, mica-illite, chlorite-vermiculite-montmorillonite-kaolinite.

Cette suite complète la précédente, caractérisant des bassins de sédimentation, et s'applique au domaine continental d'altération.

La nature des minéraux hérités dans un bassin pourra être, suivant l'intensité de l'altération affectant le continent voisin, l'un quelconque des minéraux de cette suite.

h) SIGNIFICATION DES MÉLANGES DE MINÉRAUX ARGILEUX

Les roches argileuses sont rarement constituées par un minéral pur. A l'exception des argiles kaoliniques dérivant d'un matériel latéritique ou provenant d'une altération très poussée, on est généralement en présence d'un mélange de plusieurs phases argileuses dont les proportions sont variées.

Les argiles constituées d'un minéral argileux pur indiquent des conditions d'équilibre chimique qui ne sont atteintes qu'assez rarement ; outre l'exemple des argiles essentiellement kaoliniques, on peut citer l'exemple opposé d'attapulgites très pures caractérisant un milieu chimique bien précis.

Les mélanges de minéraux argileux peuvent avoir diverses origines :

a) « Mélange statistique des constituants des continents » soumis à une érosion vigoureuse (MILLOT, 1957) et indiquant un héritage massif. On a le mélange chlorite, illite — interstratifiées —, kaolinite.

b) Chevauchement des zones de sédimentation des phases voisines de la séquence argileuse mise en évidence par SLANSKY (1959) conduisant au mélange kaolinite-montmorillonite ou montmorillonite-attapulgite. Dans le premier cas, il s'agit du dépôt simultané d'une phase néoformée et d'une phase détritique. Dans le second cas, il semble que l'attapulgite et la montmorillonite, ou les éléments nécessaires à leur élaboration, précipitent ensemble.

c) Héritage de minéraux incomplètement altérés. C'est souvent le cas dans l'association des minéraux interstratifiés avec l'illite, la chlorite et la vermiculite dans l'exemple cité des sols de pays tempérés (CAMEZ, MILLOT et autres, 1960). De même, selon ERHART (1956), l'érosion des sols de savane conduit au mélange des deux phases de la pédogenèse.

d) Altération partielle postérieure à la sédimentation. C'est le cas qui intéresse toutes les zones de cimentation ou d'altération, fossiles ou récentes. Suivant l'efficacité du drainage qui vient rompre les conditions du milieu de dépôt, des minéraux néoformés apparaissent aux dépens des minéraux du sédiment. Une néoformation due à l'altération vient se superposer à un héritage ou à une néoformation due à la sédimentation et à la diagenèse (cas de certains mélanges de kaolinite + illite ou montmorillonite; montmorillonite + attapulgite, etc...).

D'un autre côté, une sédimentation très lente est favorable à des transformations éventuelles après le dépôt, alors qu'au cours d'une sédimentation rapide aucune transformation n'a le temps de se faire. MILNE et EARLEY (1958) ont insisté sur ce point et ajoutent que des sédiments argileux imperméables empêchent toute altération postérieure importante, alors que des sédiments perméables permettent des transformations tardives longtemps après l'enfouissement. Ils rejoignent ainsi les observations de VATAN (1947) et de nombreux auteurs sur des néogénèses de kaolinite dans le ciment de grès argileux.

On constate que les mélanges de minéraux argileux peuvent avoir des significations variées. En particulier, on ne peut considérer que les mélanges sont une preuve d'une origine détritique (1) des minéraux argileux des sédiments sans avoir étudié en détail chaque cas particulier dans son contexte géologique.

1) SIGNIFICATION DE LA TAILLE ET DE LA FORME DES ESPÈCES ARGILEUSES

A la détermination de la nature de la phase argileuse RIVIÈRE (1952) propose d'adjoindre l'étude de la granulométrie du sédiment, qui pourrait peut-être différencier le détritique du néoformé. Nous avons vu que d'autres auteurs y ajoutent l'examen de la forme des particules au microscope électronique (OBERLIN, 1958). L'application de ces techniques permettrait une approche plus complète des problèmes.

Il serait en particulier très instructif d'effectuer sur un même échantillon la détermination des minéraux argileux de différentes fractions granulométriques préalablement séparées par des procédés physiques. Mais ces études longues et coûteuses n'ont pu être employées ici.

Selon RIVIÈRE et autres (1952), trois types granulométriques de sédiments argileux correspondent à des dépôts par excès de charge, par décantation ou lévigation. On doit, sans doute, y ajouter les dépôts par précipitation chimique possibles ou découlant de l'halmyrolyse et des transformations

(1) L'argument semble d'ailleurs réfutable : l'association calcaire-silex ou attapulgite-silex, ou les mélanges d'évaporites devraient aussi, dans cette optique, s'interpréter par une origine détritique des constituants.

ou réarrangements postérieurs à la sédimentation dus à des migrations d'éléments. En 1949, MILLOT avait déjà distingué des micas détritiques de taille considérablement plus grande que les illites de néoformation.

RATEEV (1959), WEAVER (1958), et d'autres auteurs, utilisent également les formes cristallines pour distinguer les diverses espèces de phyllites qui peuvent donner les indications sur leur origine.

Mais la granulométrie est caractéristique de l'hydrodynamique présidant à la mise en place terminale des particules et la taille des minéraux seule est insuffisante pour déterminer leur origine.

Résumé

En résumé, deux groupes de minéraux argileux peuvent être distingués en se plaçant du point de vue de leur origine : les minéraux hérités et les minéraux néoformés. La distinction dans les sédiments n'est pas aisée, car le même minéral peut appartenir à l'un ou à l'autre de ces groupes.

On remarque dans tous les cas l'importance de l'influence des conditions tectoniques ou climatiques régnant ou ayant régné sur les continents voisins des bassins de sédimentation. Dans certains cas, ces conditions peuvent être induites de la nature du minéral argileux.

La kaolinite néoformée sur le continent soumis à une altération puissante est héritée dans les bassins de sédimentation; sa stabilité relative empêche toute transformation importante postérieure. Cependant, l'action prolongée de solutions salines peut faire naître d'autres minéraux à partir de la kaolinite.

L'illite provient d'une transformation modérée de minéraux endogènes du continent. Elle est héritée lors de la sédimentation et reste stable en milieu non acide. Une part des illites peut être néoformée dans le bassin ou au cours de l'épigenèse.

La montmorillonite provient soit d'un héritage des sols et des altérations modérées conservé en milieu basique calcaire, soit d'une néoformation dans un bassin présentant les mêmes caractères.

L'attapulgit est néoformée dans les bassins aux eaux basiques calcaires et magnésiennes dont les éléments chimiques proviennent d'une altération puissante du continent.

Les mélanges de minéraux argileux peuvent refléter la variété des apports détritiques du continent. Ils peuvent aussi représenter un stade d'évolution ou d'altération d'un minéral vers un autre. Enfin, dans certains cas, il s'agit d'une association de minéraux authigènes et de minéraux détritiques.

Dans une certaine mesure on peut conclure en schématisant les problèmes d'interprétation de la façon suivante :

1. — Les minéraux argileux (ou autres) hérités des roches du continent indiquent la nature géologique de ce continent et son style tectonique actif où l'action de l'orogénèse l'emporte sur l'effet du climat.

2. — Les minéraux argileux hérités des sols reflètent l'environnement climatique du continent voisin dans un contexte morphologique peu accidenté, caractérisant généralement une période de calme tectonique ou de faible oscillation épéirogénique.

3. — Les minéraux argileux néoformés indiquent la nature du milieu géochimique du bassin de sédimentation. Ces conditions sont généralement sous la dépendance du climat régnant sur les continents voisins et prévalent au cours des périodes où les apports détritiques sont négligeables, c'est-à-dire au cours des périodes de calme tectonique.

4. — Les minéraux argileux produits au cours de la diagenèse, de l'épigenèse ou de l'altération, traduisent les transformations que peuvent subir les roches après leur dépôt sous l'influence des eaux qui les imprègnent.

On remarque que les problèmes sont ardues à dissocier, car une convergence des conditions du milieu peut se réaliser entre des environnements très différents. A certaines époques, et dans certains milieux par exemple, les cations peuvent être abondants aussi bien dans les sols du continent émergé que dans les eaux des bassins de sédimentation : le même minéral, la mont-

morillonite en particulier, pourra caractériser les deux milieux. De même, un abondant matériel détritique uniforme, des micas par exemple, contribue à donner au milieu du dépôt un caractère physico-chimique favorable à la néoformation de minéraux semblables à ceux de l'héritage.

Inversement, à une même époque, un lessivage acide intense des zones émergées laissant un matériel résiduel kaolinique peut conduire à drainer les cations vers un milieu d'accumulation devenant basique, où les produits montmorillonitiques sont l'élément stable.

Il y a convergence, aussi, entre la phase argileuse des faciès littoraux à kaolinite héritée d'un continent altéré en bordure de mer et celle des niveaux marins littoraux ayant subi des altérations kaolinisantes consécutives à des émergences.

Ces remarques soulignent la nécessité d'associer toutes les méthodes d'étude pour aborder les problèmes d'interprétation avec le maximum d'éléments de contrôle et de recoupement.

C. — INTERPRÉTATION DES MINÉRAUX ARGILEUX DU NIGER ORIENTAL

1. Le matériel argileux anté-Crétacé

Afin de déterminer quel type de matériel détritique pouvait être hérité des continents érodés lors de la sédimentation crétacée, nous avons établi un diagramme sommaire de la répartition des minéraux argileux dans l'échelle stratigraphique du Paléozoïque du Djado.

A cet effet, 26 échantillons prélevés dans l'Est du Djado paléozoïque ont été étudiés. Cela a été suffisant pour donner une première idée d'ensemble de la répartition telle qu'elle est indiquée sur la fig. 164.

En ce qui concerne le socle antépaléozoïque, un échantillon d'arkose noire, dure, du « Tibestien » de Korizo (Est du Djado) a donné une fraction d'illite dominant largement un peu de kaolinite. Un autre échantillon du Nord de l'Air, constitué d'un schiste gris un peu altéré compris dans une série d'arkoses et de conglomérats, indique une fraction micacée importante et de la kaolinite douteuse. Ces deux essais, bien que nettement insuffisants, confirment cependant que l'érosion du socle peu altéré livre un matériel fin qui peut comporter une part importante de phyllites du type mica si l'altération n'est pas latéritisante.

Dans le Cambrien et le Cambro-Ordovicien, la kaolinite semble dominer avec un peu d'illite. Un seul échantillon a été analysé, mais le résultat est confirmé par 6 échantillons prélevés plus au Nord par J. M. FREULON (OBERLIN et FREULON, 1958).

A partir du Gothlandien, l'illite et la chlorite augmentent d'importance à côté de la kaolinite; cette dernière est peu abondante dans le Viséen supérieur où la chlorite prend une place prépondérante avec l'illite.

Enfin, à partir du Namurien, la montmorillonite apparaît assez brusquement et domine très largement les autres minéraux (kaolinite et illite).

Ensuite, il semble que la kaolinite domine seule dans les « grès de Nubie », avec parfois un peu d'illite comme le confirment les échantillons du Fezzan (OBERLIN, FREULON et LEFRANC, 1958), (MULLER-FEUGA, 1952).

Cette brève énumération des minéraux argileux rencontrés dans quelques échantillons prélevés dans le Djado paléozoïque n'a pour but que de signaler les minéraux argileux ayant pu être hérités de l'érosion des couches primaires de ces régions au Crétacé.

Nous retiendrons surtout à ce sujet la fréquence de la montmorillonite vers le sommet de la série.

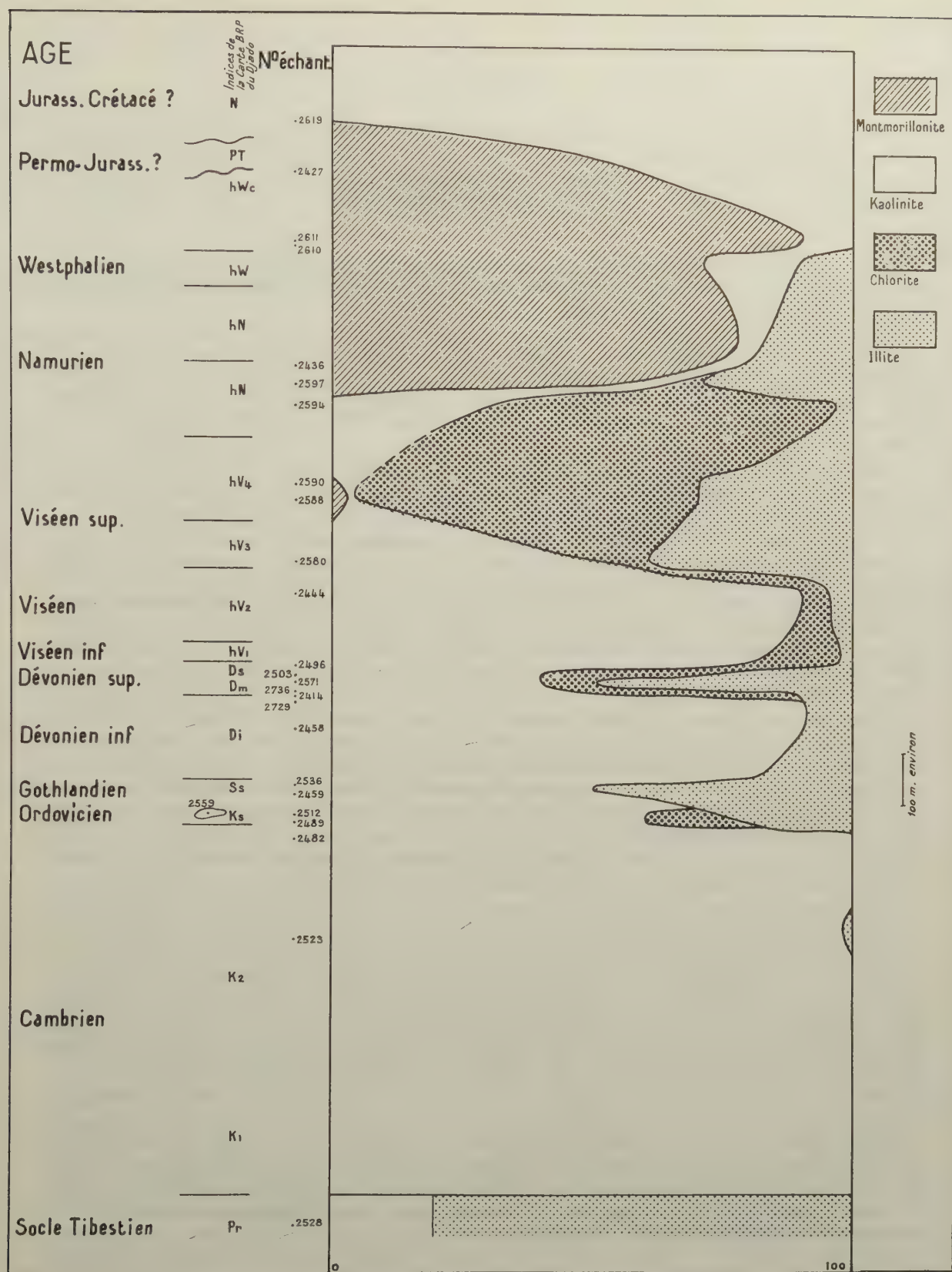


FIG. 164. — Répartition des minéraux argileux dans les affleurements des formations paléozoïques du Djado Oriental (pourcentages cumulatifs).

2. Crétacé inférieur Continental

(« Continental intercalaire »)

La montmorillonite est le minéral argileux largement prédominant des formations argileuses de cette époque; elle est associée à des quantités variables de kaolinite et d'illite, parfois à la chlorite. Les interstratifiés montmorillonite-chlorite peuvent apparaître.

La sédimentation des niveaux argileux du Crétacé inférieur se faisait sans doute dans de vastes lacs ou marécages alimentés par des fleuves puissants charriant périodiquement des masses de sable et des galets associés à une phase boueuse importante. La sédimentation chimique calcaire, pratiquement absente dans les formations gréseuses encadrant les niveaux argileux, est réalisée dans ces lacs temporaires aux eaux alcalines sans doute riches en cations. Le gypse est généralement absent.

La vie était active aux bords des fleuves et des lacs : Crocodiles et grands Dinosaures herbivores et carnivores étaient très abondants. Les herbivores trouvaient leur nourriture dans les plaines, parsemées de nombreux *Dadoxylon*, sans doute comparables à un paysage de savane.

Le climat pouvait être tempéré ou chaud et suffisamment humide pour permettre à une végétation abondante de se développer, mais n'était pas comparable au climat équatorial ou tropical humide actuel. En effet, ce climat entraîne une altération très poussée, de type latéritique, sur les continents et cette altération n'est nulle part observable sur l'ancienne surface de socle visible aux abords immédiats de la limite d'érosion actuelle du Crétacé inférieur. De plus, un climat tropical ou équatorial engendre de grandes quantités de kaolinite dans les sols et les zones d'altération et ce minéral forme une part considérable des matériaux déposés dans les zones de sédimentation.

L'illite, qui peut former une fraction notable de la phase argileuse, peut s'interpréter comme un matériau fin hérité des zones érodées au même titre que les autres matériaux détritiques. Le milieu alcalin du lac permet sa conservation et le protège de l'altération.

La faible portion de kaolinite peut également provenir des silicates altérés du socle, mais il est possible que certains échantillons aient subi une altération partielle après leur dépôt, ou même depuis leur mise à l'affleurement au Quaternaire.

Le problème posé par la forte proportion de montmorillonite doit être envisagé avec plus de détails et trois interprétations doivent être étudiées quant à son origine :

a) MONTMORILLONITE PROVENANT DE L'ÉROSION D'ANCIENS SÉDIMENTS RICHES EN MONTMORILLONITE

Dans ce cas, le problème de la genèse de la montmorillonite est repoussé dans le temps et ce minéral peut être considéré comme hérité du continent érodé au Crétacé inférieur. La montmorillonite pourrait provenir de l'érosion des terrains namuriens et westphaliens, qui, dans le Djado, ont une phase argileuse formée aux trois quarts de montmorillonite sur une épaisseur de près de 500 m (voir fig. 164). Le volume très important des terrains paléozoïques disparu entre le Tamesna et le Djado serait à l'origine d'une part importante du matériel détritique déposé au Crétacé inférieur.

Cette origine de la montmorillonite est possible; elle indiquerait une pente générale inclinée du Nord au Sud et une origine septentrionale des apports. Elle impliquerait parfois des transports de 500 à 600 km sans transformation, le milieu de transport et de dépôt devant être à tendance alcaline.

Mais une partie du matériel détritique mêlée aux argiles montmorillonitiques est originaire du socle cristallin : feldspaths, quartz « granitique », etc... et indique une origine mixte du matériel. On pourrait s'attendre à ce que la proportion de montmorillonite soit grossièrement décroissante

dans la fraction argileuse en s'éloignant de la source septentrionale. Il n'en est rien. Bien que nos échantillons soient trop peu nombreux pour permettre une étude statistique, on remarque qu'en les classant du Nord au Sud, aucune loi de répartition ne peut se dégager en ce qui concerne le pourcentage de la fraction de montmorillonite, alors que l'illite et la chlorite semblent indiquer une tendance décroissante :

	Nord —————→ Sud												
(a)	1589	1616	2037	2149	2008	2005	2000	2246	2258	2307	2310	2277	2278
(b)	30	30	20	90	40	(20)	50	50	80	60	20	70	50
(c)	70	70	70	T	30	60	40	40	20	20	40	T	20

(a) N° échantillon.

(b) % montmorillonite.

(c) % illite + chlorite.

Il apparaît ainsi qu'une simple origine détritique à partir d'anciens sédiments n'est peut-être pas suffisante pour expliquer la répartition de la montmorillonite et que d'autres phénomènes peuvent se superposer et doivent être envisagés.

b) MONTMORILLONITE PROVENANT DE L'ÉROSION DE SOLS DE SAVANE ET DES MANTEAUX D'ALTÉRATION

Au Crétacé inférieur, les sols qui se formaient sur le continent pouvaient être riches en montmorillonite. En effet, la flore et la faune de vertébrés d'une part, la nature et la granulométrie des détritiques d'autre part, indiquent un climat humide mais non équatorial, sans doute favorable à la savane génératrice de sols à montmorillonite.

L'action des résineux, nombreux à cette époque sur les sols pouvait conduire, en outre, à une mauvaise décomposition de la litière, d'où une certaine acidité du sol facilitant un lessivage assez intense et un déplacement des bases sur une certaine épaisseur.

L'érosion facile des sols, à cette époque, caractérisée par des crues brutales des cours d'eau, apportait une masse importante de montmorillonite qui se mêlait aux autres matériaux et venait se déposer dans les zones les moins perturbées que formaient les lacs.

Une formation massive de montmorillonite à partir d'altération de minéraux pyroclastiques ne peut être affirmée pour cette époque, car les éruptions du type de celles observables dans l'Aïr sont mal datées. Il est cependant possible que ces phénomènes soient très échelonnés dans le temps, entre le Précambrien et les volcans quaternaires, et un volcanisme infra-crétacé n'est pas exclu. Des appareils de cet âge existent dans la région de Serouenout (BORDET, 1954; RÉMY, 1959). Les datations absolues de la série granitique ultime dans l'Aïr et en Nigeria, dans leur état actuel, semblent également indiquer une possibilité de mise en place de roches éruptives vers le Jurassique ou le Trias. Mais aucun témoignage certain n'a encore été mis en évidence par l'étude des formations sédimentaires contemporaines. Les études pétrographiques détaillées effectuées dans les niveaux à analcime de la base du « Continental intercalaire » permettent d'étendre cette conclusion provisoire à l'ensemble de la série (JOULIA, BONIFAS, CAMEZ, MILLOT, WEIL, 1959).

En réservant donc, pour le moment, la possibilité d'une source pyroclastique pour le matériel livrant de la montmorillonite d'altération, nous remarquerons que cette origine n'est pas indispensable eu égard aux conditions climatiques caractérisant cette époque où un matériel très varié pouvait conduire à la formation de montmorillonite. En revanche, la nécessité d'eaux alcalines riches en cations dans les lacs était réalisée pour permettre la conservation et la protection de la montmorillonite déposée. Cette basicité des eaux est attestée par la présence relativement fréquente de calcaire dans le ciment des grès de cette époque.

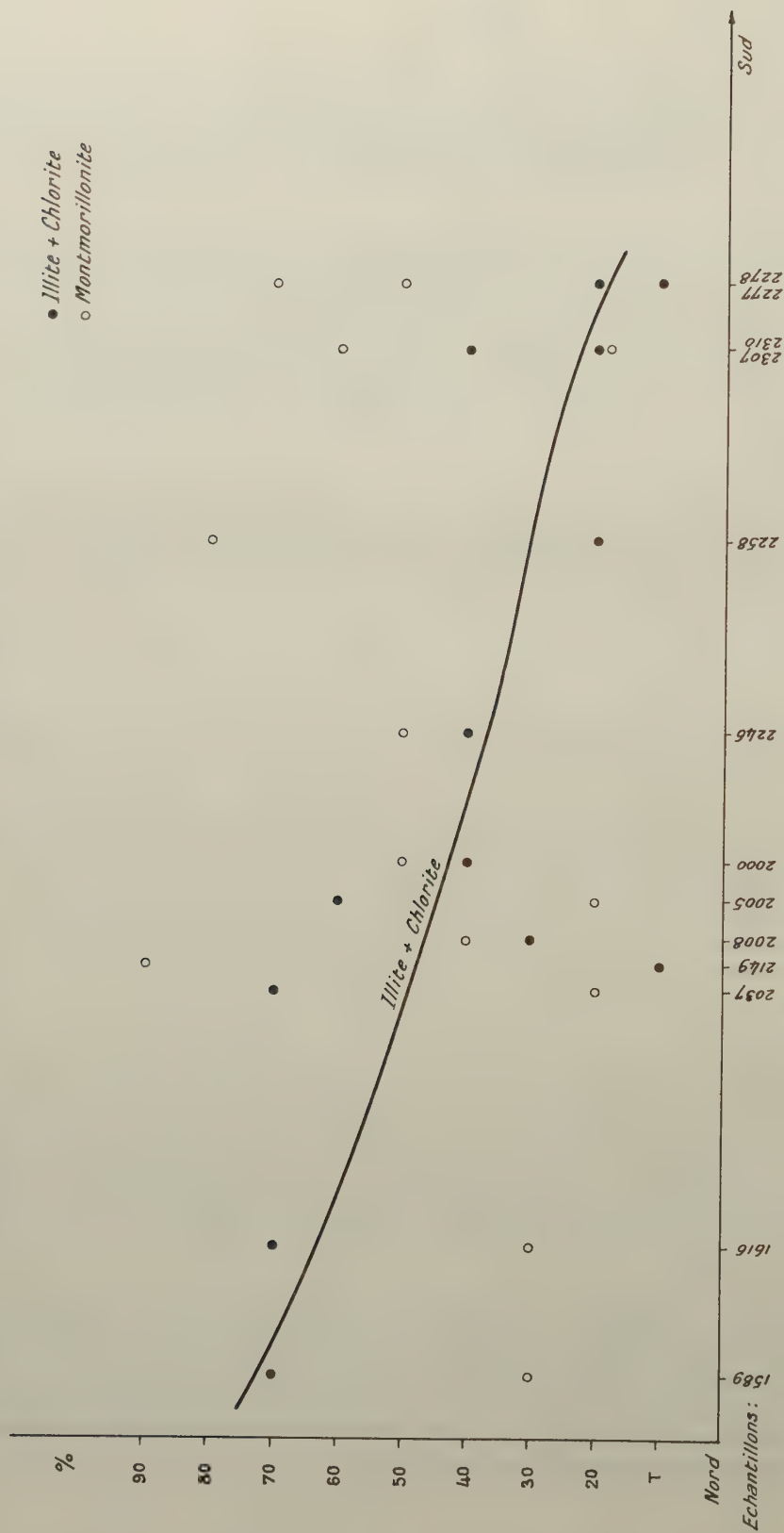


Fig. 165. — Répartition de la phase montmorillonitique et micacée dans la fraction argileuse du Crétacé inférieur continental en fonction de la latitude.

Echelle des abscisses environ $1/2\ 000\ 000^{\circ}$ — ordonnées en % de la fraction argileuse. Aucune loi ne se dégage pour la montmorillonite, alors que la phase micacée semble décroître du Nord au Sud.

c) POSSIBILITÉ DE MONTMORILLONITE NÉOFORMÉE DANS LES FONDS LACUSTRES

Le milieu basique réalisé dans les fonds de lacs ou de marécages par les éléments importés réalisait donc à cette époque les conditions favorables à une néoformation éventuelle de montmorillonite. Mais, dans l'état actuel de la recherche, cette néoformation ne peut être affirmée, car la montmorillonite héritée des sols est probable. Nous verrons qu'il n'en est plus de même au Crétacé moyen et supérieur, où l'attapulgitite peut apparaître à côté de la montmorillonite et où les présomptions pour une origine néoformée de ce minéral dans le bassin sont justifiées.

3. Crétacé moyen

a) PROVINCE CENTRALE MARINE

Le matériel argileux du Cénomanién et du Turonien marin fossilifère est constitué des mêmes minéraux que ceux du Crétacé inférieur continental. On note cependant une légère augmentation de la phase montmorillonitique aux dépens de l'illite et l'attapulgitite apparaît dans un échantillon du sillon d'Alanlara.

La phase argileuse devient également largement prédominante par rapport à la phase détritique grossière et des bancs de calcaire chimique apparaissent dans la sédimentation à certains niveaux.

On peut penser que la sédimentation argileuse héritée a la même origine qu'au Crétacé inférieur, mais qu'elle se poursuit non plus dans des lacs, mais dans une mer peu profonde qui a envahi le pays.

Mais, comme nous le verrons dans l'étude de la province continentale, le climat a changé et, à partir du Cénomanién, des actions latéritiques assez intenses se font sentir sur les continents qui ne livrent plus qu'un matériel essentiellement kaolinique. En outre, l'apparition de l'attapulgitite dans les parties les moins littorales du sillon d'Alanlara viennent confirmer des néoformations à partir d'une phase chimique issue de l'altération du continent. Il est donc possible que pour une part, les montmorillonites soient également néoformées dans le bassin puisque leur formation ou leur conservation sur le continent est très problématique.

La kaolinite, en faible proportion (0 à 30 %), serait le seul minéral argileux hérité du continent avec peut-être des minéraux micacés (10 à 30 %) ayant échappé à l'altération. Mais il est possible qu'une part des illites soit également authigène, car la glauconie n'a pas toujours été séparée et est parfois présente.

b) PROVINCE AU NORD DE BILMA

Au Nord de Bilma, dans la région de Cheffadène et d'Arentigué, le Cénomanién et le Turonien marin se retrouvent avec les mêmes faunes que dans la province centrale nigérienne. Mais la fraction argileuse devient essentiellement kaolinique; la montmorillonite a totalement disparu; l'illite est constamment présente à l'état de traces ou avec une teneur faible et la chlorite est représentée une fois.

1. — On pourrait penser à une altération récente, de type latérique, avec lessivage des cations et résidu kaolinique, affectant un matériel à l'origine identique à celui de la province centrale. En fait, on remarque que la composition de la phase argileuse n'est pas influencée par la position topographique ou morphologique des échantillons. En outre, à des latitudes comparables, aucune action latéritique ne s'est fait sentir sur des sédiments apparaissant dans une situation morphologique comparable. On est ainsi conduit à admettre que si la prédominance de kaolinite est due à une altération superposée au matériel déposé, cette altération est antérieure au Quaternaire (voir 3).

2. — Mais lorsque l'on s'attache à observer l'ensemble des caractères pétrographiques de ces niveaux, on remarque un faisceau de modifications cohérentes dues à des variations de sédimentation plutôt qu'à des altérations surimposées.

En allant du Sud vers le Nord les modifications se font dans le sens suivant : les calcaires disparaissent progressivement et deviennent de plus en plus gréseux et ferrugineux ; les argiles diminuent également d'importance par rapport aux niveaux gréseux qui se multiplient. La puissance totale semble également diminuer dans la même direction et des niveaux bien distincts dans le Sud semblent se fondre dans un ensemble compréhensif de faciès « sidérolithique » identique à celui du Crétacé supérieur des régions plus méridionales (voir fig. 166). Les mêmes fossiles marins : *Neolobites*, *Nigericeras*, se rencontrent encore sur une certaine distance, puis disparaissent assez brutalement, et seules des empreintes végétales se rencontrent dans les affleurements septentrionaux.

SW

NE

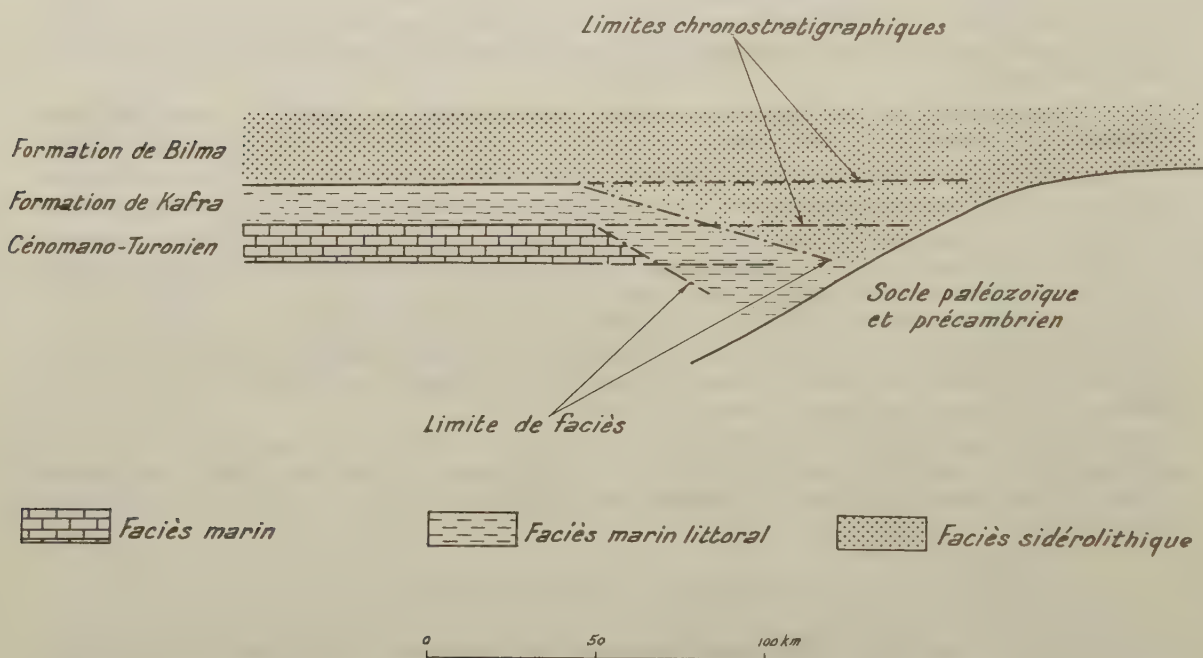


FIG. 166. — Schéma de la répartition des faciès dans le Crétacé du Nord Kaouar.

L'ensemble de ces caractères semble pouvoir s'interpréter comme reflétant la proximité d'un rivage limitant le domaine marin au voisinage d'un continent où une sédimentation terrigène peut s'effectuer à partir d'un matériel altéré démantelé. A l'image d'un ancien delta, cette zone admettrait une sédimentation de matériaux originaires du continent et se prolongeant plus ou moins loin en mer.

Le changement de nature de la phase argileuse se fait avant les premières modifications de faciès observables sur le terrain, comme si la sédimentation argileuse annonçait la proximité du rivage avant les autres constituants du sédiment.

On est donc amené à considérer la variation de la nature de la phase argileuse comme une

conséquence de la proximité immédiate du continent, à cette époque, au Nord de Bilma. La kaolinite, avec les autres matériaux détritiques provenant du continent, se répandrait en mer et viendrait perturber assez loin la sédimentation généralement plus chimique de la mer du Cénomanién et du Turonien. Une partie de la phase argileuse kaolinique plus fine que les autres éléments détritiques serait entraînée plus loin en mer et viendrait se déposer jusqu'à une cinquantaine de kilomètres du rivage supposé.

3. — Cependant, à côté de cette explication qui semble satisfaisante à beaucoup d'égards, on doit rechercher le rôle possible d'une altération kaolinisante de dépôts marins littoraux après leur exondation. Cette altération est en effet générale sur les continents du Crétacé supérieur, comme nous le verrons plus loin. La zone littorale constituée de dépôts amincis et plus perméables, pouvait, après émergence, former une zone favorable à la circulation des solutions et, de ce fait, s'altérer plus aisément que les zones plus franchement marines, argileuses et imperméables. On remarque que *tous* les échantillons prélevés dans cette zone, où les fossiles marins sont encore représentés, contiennent de l'illite ou de la chlorite. Ceci est vérifié pour les 10 échantillons étudiés dont 5 renfermaient 10 à 30 % d'illite (ou chlorite) et 5 des traces d'illite. Au contraire, lorsque l'on compare ces échantillons à ceux des matériaux ayant subi une altération continentale certaine poussée, on constate que, dans ces derniers, la kaolinite forme très généralement 100 % de la fraction argileuse. Il semble que la constance des traces de minéraux incomplètement transformés interdit de penser que ces sédiments ont subi une altération aussi complète que celle des manteaux ou écorces d'altération. Il semble donc que l'hypothèse d'une kaolinite néoformée par altération d'autres minéraux après leur sédimentation réponde moins, dans ce cas, aux faits d'observation que l'hypothèse d'une sédimentation de kaolinite héritée d'altérations continentales et associée à d'autres matériaux enlevés par l'érosion.

4. Crétacé Supérieur (Sénonien)

Le schéma esquissé pour le Cénomanién et le Turonien reste valable pour la suite du Crétacé supérieur. Dans la région qui nous intéresse le domaine marin s'est réduit. Le sillon marin de Termit semble s'approfondir et recevoir une puissante série argileuse riche en attapulгите, au Sénonien inférieur (Aschia Tinamou), alors que dans la province environnante se développe surtout une sédimentation montmorillonitique liée à des faciès plus littoraux (Agadem). Enfin, le domaine continental périphérique s'étend de plus en plus au Sénonien supérieur et la kaolinite devient le minéral argileux essentiel. A cette dernière époque, la mer s'est déplacée vers l'Ouest et les dépôts marins du Niger occidental et du Soudan sont riches en montmorillonite ou attapulгите (RADIER, 1957; GREIGERT, 1961).

Au Nord de Bilma, sept échantillons de Crétacé supérieur indifférencié sont constitués d'une fraction argileuse uniquement kaolinique associée à un matériel déritique abondant et souvent mal classé. On peut penser que cette sédimentation à faciès sidérolithique était de règle sur les bords des continents, par périodes, au cours du Crétacé supérieur et qu'elle pouvait se poursuivre plus ou moins loin en mer.

Il semble donc qu'au Sénonien les continents aient connu des altérations latéritiques assez générales au cours de certaines périodes à climat tropical humide, peut-être interrompues par des phases à climat semi-aride (RADIER, 1957). Les bassins marins contemporains admettaient une sédimentation chimique de milieu d'accumulation riche en cations, entrecoupée d'apports détritiques fréquents qui, dans le Niger occidental, étaient riches en matières organiques et en éléments fins (GREIGERT, 1961). Dans les régions orientales qui nous occupent, les dépôts kaoliniques semblent dominer en extension, mais les interprétations sont difficiles, car la région a été soumise à une très profonde altération au cours de l'époque suivant le dépôt. De plus, une érosion tardive a enlevé la majorité des dépôts de cet âge, ne laissant que quelques témoins précieux, mais dispersés.

5. *Eocène, période d'altération*

Nous avons pu mettre en évidence une période caractérisée par une très puissante altération des aires continentales émergées à une époque comprise entre le Sénonien et le Continental terminal, c'est-à-dire coïncidant sensiblement avec l'Eocène, sans qu'il soit actuellement possible de préciser plus.

Les terrains ayant subi les actions altérantes de cette époque définissent une zone d'altération dont les échantillons admettent la kaolinite comme unique minéral argileux. En certains points, la bauxite (gibbsite) a pu se former et se conserver, notamment à Agadem; la bauxite de Gaya (HUBERT, 1917) a peut-être la même origine. A Termit, la même zone est caractérisée par l'alunite très pure ou associée à la kaolinite (voir p. 321).

Au Niger occidental, dans la région de Niamey, l'altération s'est faite à partir du socle précambrien et donne une zone kaolinique où l'alunite est également signalée en plusieurs points.

A Agadem, l'altération se fait sur un matériel sénonien; l'étude de trois échantillons indique le sens de la transformation. La roche la moins altérée contient 50 % de montmorillonite avec 40 % de kaolinite et 10 % d'illite; un échantillon plus altéré comprend 90 % de kaolinite et 10 % de vermiculite; l'échantillon le plus transformé est constitué de kaolinite pure et voisine avec les zones à bauxite pisolitique. Il est possible que l'aboutissement normal de l'altération ait été une phase gibbsitique qui, par la suite, se serait transformée en kaolinite sous l'action du passage de solutions siliceuses. Seuls certains gisements en position morphologique favorable à un lessivage constant seraient restés constitués de bauxite très peu siliceuse (fig. 167).

A Termit, l'altération s'étant effectuée à partir d'une argile sans doute illitique et pyriteuse, expliquerait l'apparition d'alunite (voir p. 424) à côté de la kaolinite.

Il est probable que nombre d'autres échantillons essentiellement kaoliniques, notamment au Nord de Bilma, appartiennent également à cette période d'altération. Mais il n'est pas toujours aisé, dans cette sédimentation de type sidérolithique, de séparer la part relative des altérations antérieure et postérieure au dépôt.

Toutes ces observations sont concordantes et indiquent la nature de la phase argileuse résiduelle abandonnée sur le continent, alors que la phase soluble comprenant les cations et la silice était évacuée vers les bassins marins occidentaux, où la sédimentation chimique comprenant calcaire, silex, attapulgitite et montmorillonite s'effectuait (GREIGERT, 1961; RADIER, 1957).

6. *Le « Continental terminal »*

Les résultats donnés par les échantillons du Continental terminal sont très homogènes: la kaolinite y est le seul minéral argileux présent avec, dans deux cas, des traces d'illite et de vermiculite pour les 6 échantillons d'Agadem.

On est là dans un faciès qui s'apparente au sidérolithique. Des matériaux en provenance d'un continent en voie d'altération profonde, latéritique, s'accumulent dans un milieu pauvre en cations et aux eaux acides. Des conditions de bon drainage étaient réalisées. Il est possible que le plan d'eau du bassin de sédimentation ait été peu élevé et qu'à certaines époques le matériel déposé se soit trouvé à l'air libre et ait subi, lui aussi, l'altération kaolinisante qui était de règle sur les zones émergées.

Des bancs d'oolithe ferrugineuse intercalés dans cette formation nous donnent d'autres indications sur les milieux à certaines époques (voir p. 465).

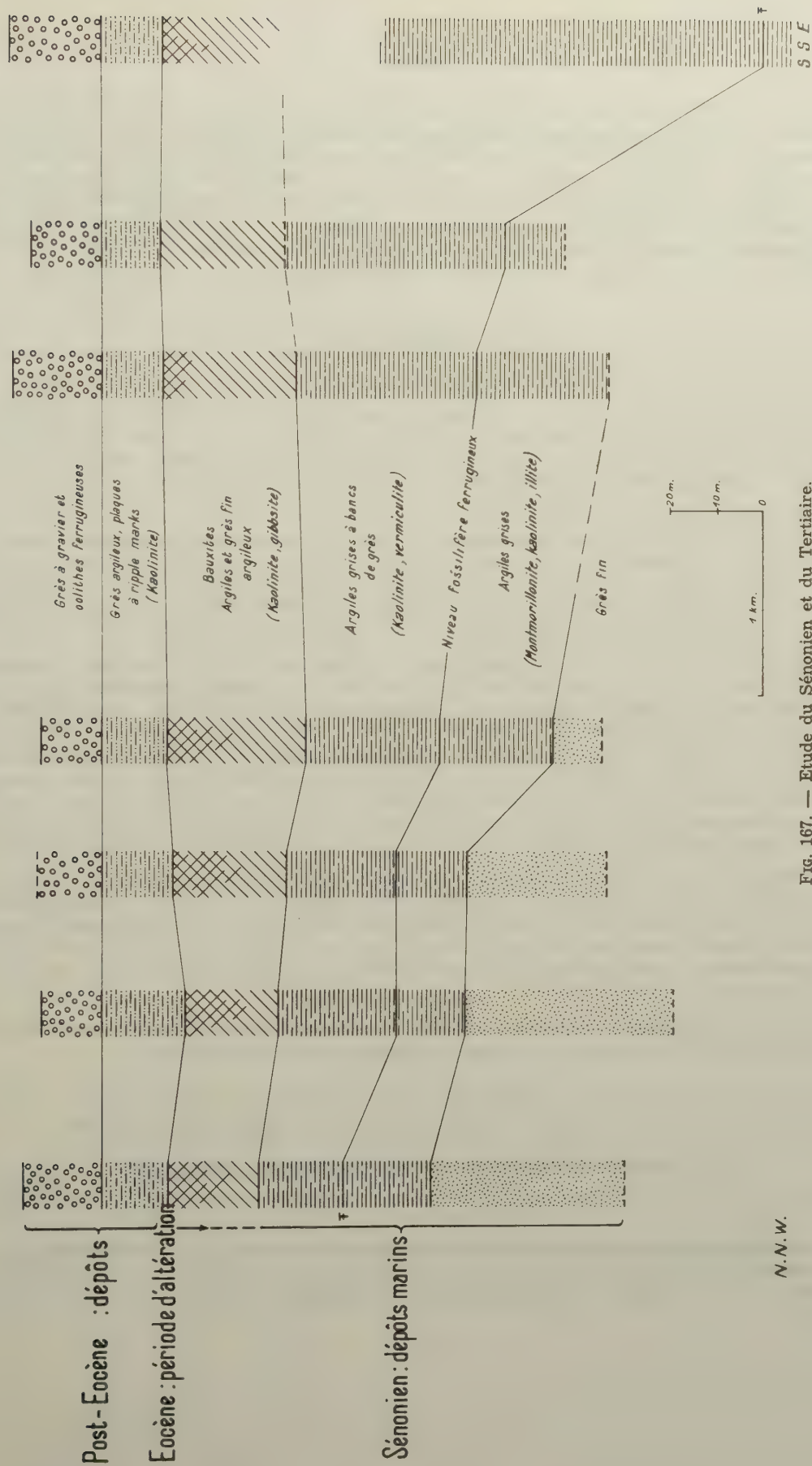


Fig. 167. — Etude du Sénonien et du Tertiaire.
Raccord des coupes dans le massif d'Agadem.

L'exemple du Tertiaire met en évidence l'influence des mouvements épéirogéniques sur la sédimentation. A l'Eocène, une longue période calme permet à l'altération d'agir profondément sur le continent aplani, alors qu'aucune phase détritique ne peut être évacuée vers les bassins. Après l'Eocène moyen, un soulèvement permet à l'érosion d'agir et un matériel détritique est accumulé dans les bassins qui, précédemment, n'admettaient qu'une sédimentation chimique. Cependant, le climat moyen ne semble pas avoir varié au cours du Tertiaire. Nous verrons, qu'à l'opposé, le Quaternaire permet d'apprécier l'action directe du climat sur la sédimentation en dehors d'influences tectoniques accusées.

7. Le Quaternaire

En dehors de la cuvette tchadienne le début du Quaternaire est généralement caractérisé par une érosion très profonde des formations antérieures aboutissant à une morphologie de plaines alluviales d'où émergent des buttes témoins. Les dépôts dunaires et lacustres postérieurs à cette phase majeure d'érosion viennent, par la suite, s'emboîter dans cette nouvelle morphologie.

Deux échantillons ont été étudiés : cela est insuffisant pour permettre une interprétation. Ils ont été prélevés dans des dépôts de fonds lacustres. La kaolinite forme 90 % de la fraction argileuse dans les deux cas et représente sans doute une fraction héritée des anciens sols lessivés sur le pourtour des lacs. Dans le cas de Karguéri, 10 % d'illite pourraient provenir du socle cristallin du Mounio. Les 10 % de montmorillonite des dépôts du lac d'Agadem seraient une fraction détritique provenant des affleurements d'argile sénonienne de la falaise voisine.

Etudiant les argiles dans les sédiments plus ou moins anciens de la cuvette tchadienne, ERHART (1953) arrive à la conclusion que leur nature est déterminée par les conditions particulières de la pédogenèse qui existaient à l'époque de l'altération originelle des silicates. Ainsi, la kaolinite serait l'élément remanié d'un manteau d'altération et de sols formés par un processus de pédogenèse forestière, sous climat humide qui a régné dans les bassins d'alimentation. L'opale, très abondante sous forme de frustules de diatomées (voir p. 37) trouverait son origine dans la silice d'origine pédogénétique contenue dans les eaux issues des zones altérées. Dans la même optique, les sels déposés dans les cuvettes du Manga (natron, halite, thénardite, etc...) proviendraient de la concentration par évaporation dans un bassin fermé des eaux acheminant la phase migratrice des altérations.

A cet égard, il est intéressant de rappeler les deux types d'altérations quaternaires mises en évidence au Hoggar, l'une, plus ancienne, aboutissant à la kaolinite, et l'autre, à la montmorillonite (BIROT et PINTA, 1961; ROGNON, 1961). Il est probable qu'il y a eu, au cours du Quaternaire, plusieurs cycles d'altérations différentes et que, dans la plupart des cas, le cycle kaolinisant efface l'effet des altérations antérieures moins poussées. Ceci expliquerait que seule la montmorillonite du dernier cycle soit conservée.

Les études pédologiques actuellement en cours au Niger (BOCQUIER) apporteront beaucoup d'éléments précieux à la connaissance géologique du Quaternaire de ces régions.

D. — RÉSUMÉ DE L'ÉTUDE DE LA FRACTION ARGILEUSE

En synthétisant les différentes observations décrites au cours des pages précédentes, on peut aboutir à deux schémas illustrés dans les fig. 168 et 169 indiquant respectivement la répartition dans le temps et dans l'espace des différents minéraux argileux.

1. Répartition dans le temps des minéraux argileux

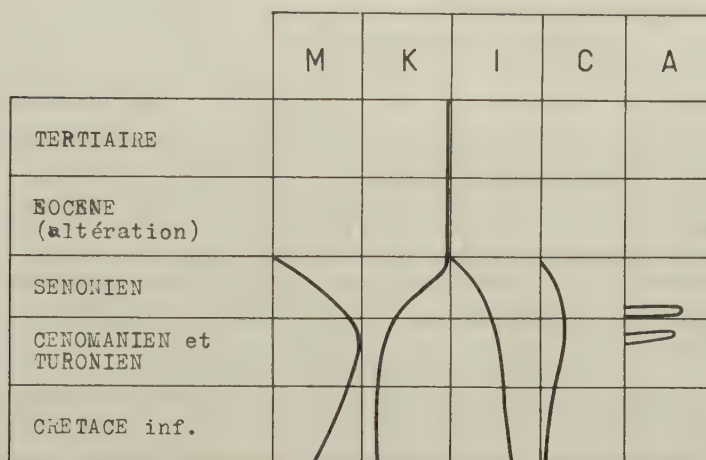
Au cours du Crétacé, dans la province centrale, on note l'évolution suivante (fig. 168) :

— La montmorillonite est abondante dans les sédiments dont elle forme la moitié de la phase argileuse et plus de la moitié au cours de la transgression marine du Cénomano-Turonien.

— La kaolinite forme une fraction qui semble prendre une importance croissante en montant dans la stratigraphie.

— L'illite, au contraire, semble décroître progressivement, alors que la chlorite serait surtout représentée vers le milieu du Crétacé.

— Enfin, l'attapulгите apparaît au Cénomanién et à la base du Sénonien, mais seulement dans la partie la plus accentuée du sillon marin.



M. Montmorillonite

K. Kaolinite

I. Illite

C. Chlorite

A. Attapulгите

FIG. 168. — Variation des fractions argileuses avec la stratigraphie au Niger oriental (Province Centrale).

La partie droite des colonnes indique une teneur forte, la partie gauche une faible teneur.

M. Montmorillonite; K. Kaolinite; I. Illite; C. Chlorite; A. Attapulгите.

Dans la province externe, en dehors des zones atteintes par la mer au Crétacé moyen et supérieur, la kaolinite est largement prédominante à cette époque.

A partir du Tertiaire, la kaolinite devient pratiquement le seul minéral argileux des sédiments continentaux de cette région, alors que dans les autres régions occupées par la mer éocène, l'attapulгите et la montmorillonite interviennent largement.

Dans certains cas particuliers, la nature de la fraction argileuse, en l'absence d'autre critère, peut aider à placer une formation dans la stratigraphie régionale, mais ceci doit être fait avec prudence, car l'influence du domaine ou de la province paléogéographique est prépondérante.

2. Répartition dans l'espace des minéraux argileux (provinces paléogéographiques)

(fig. 169)

Au Crétacé inférieur, la répartition dans l'espace semble traduire essentiellement la complexité des apports détritiques issus des matériaux des continents et de leurs sols soumis à l'érosion. Comme pour l'analclime de niveaux stratigraphiques inférieurs étudiés par F. JOULIA (1959), la néoformation dans les lacs d'une partie de la montmorillonite est possible mais non démontrée.

A partir du Cénomanién, une invasion marine permet de mieux distinguer les domaines d'altération d'érosion et de sédimentation et de classer les matériaux suivant des provinces paléogéographiques distinctes schématisées dans la fig. 169.

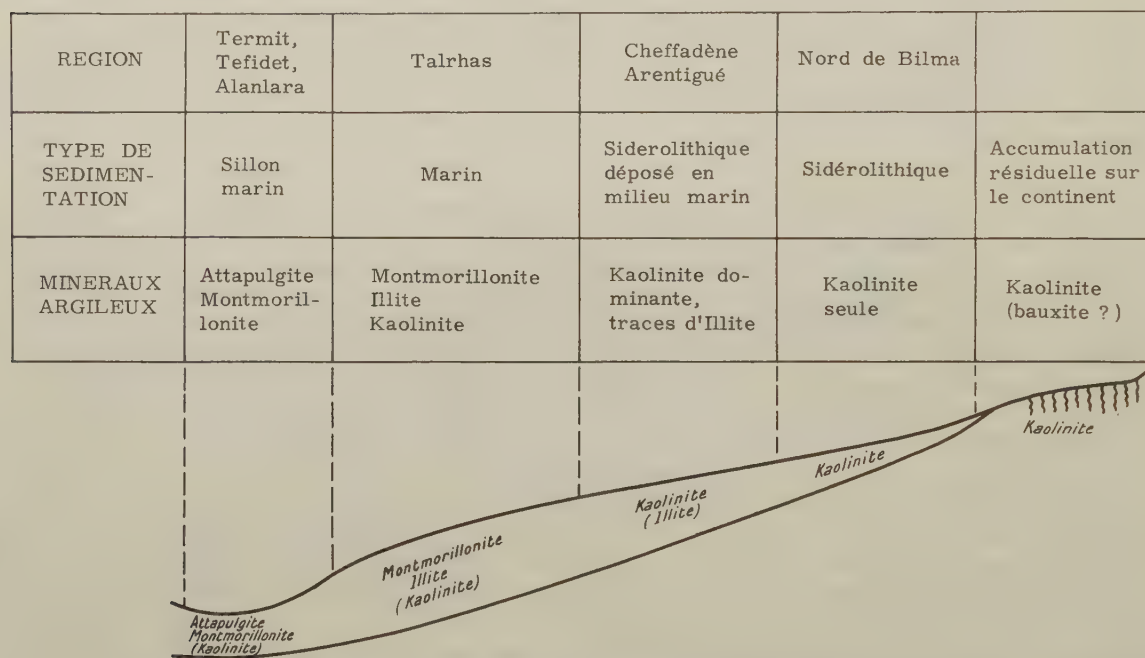


FIG. 169. — Schéma de la répartition des minéraux argileux dans les différentes provinces paléogéographiques au Crétacé supérieur.

La répartition des minéraux argileux dans ces provinces semble aboutir à un tableau cohérent comparable à celui mis en évidence à l'Eocène dans d'autres régions (SLANSKY, 1959; ELOUARD, 1959). Une suite de minéraux argileux vient aider à caractériser des zones de sédimentation correspondant aux provinces paléogéographiques et le mécanisme peut être débrouillé dans les aires stables. Ces processus sont nettement mis en évidence au cours des époques à climat latéritisant, où les phénomènes d'altération sont amplifiés et accélérés.

Dans ces conditions, sur les continents des matériaux résiduels pauvres en cations sont accumulés. Ces mêmes matériaux peuvent être remaniés, transportés sur les bords des continents

ou dans la partie littorale des bassins, car l'érosion n'est jamais totalement absente pendant de longues périodes. La kaolinite forme alors l'essentiel de la phase argileuse des sédiments continentaux et marins littoraux.

Dans le domaine marin suffisamment éloigné des continents pour que les apports détritiques perdent leur part prépondérante, les produits en solution et les micelles deviennent les seuls éléments disponibles pour alimenter la sédimentation. Des minéraux nouveaux, propres au bassin et non plus au continent, pourront se former dans les dépôts, par halmyrolyse ou plus tardivement au cours de la diagenèse. Dans les zones les moins éloignées du littoral, l'alumine encore présente favoriserait des dépôts susceptibles de voir la croissance du réseau de la montmorillonite. Dans les sillons les mieux protégés des apports continentaux, l'attapulgite serait le minéral caractéristique.

A l'Eocène, le domaine marin s'est déplacé vers l'Ouest et la région étudiée est retournée entièrement dans le domaine continental où un climat chaud et très humide, joint à une longue stabilité tectonique, permet l'installation d'une zone d'altération profonde.

Vers le milieu ou la fin de l'Eocène, à la suite d'une reprise des mouvements épéirogéniques, l'érosion attaque profondément les zones soulevées et dépose un épais manteau sidérolithique dans les zones les plus basses. Le climat a peu varié et les lessivages latéritiques se sont poursuivis, car le minéral argileux unique est jusqu'à la fin du Tertiaire la kaolinite.

L'étude du Quaternaire a permis de retrouver les traces d'une succession plus rapide de variations climatiques (p. 35).

L'étude des minéraux argileux nous a éclairé dans notre essai de reconstitution des milieux aux différentes époques géologiques. Dans la pratique, de nombreux mélanges interviennent aux limites des provinces qui se chevauchent et évoluent au cours du temps. La vue d'ensemble que nous avons cherché à dégager nous aide à interpréter les cas particuliers. Cependant, des études détaillées, et notamment une analyse plus fine des niveaux, sont encore nécessaires. L'échantillonnage, insuffisant, a seulement permis une esquisse générale provisoire qui, à l'échelle de ce travail, s'est néanmoins révélée précieuse.

CHAPITRE V

INTERPRÉTATION ET GENÈSE DES OOLITHES FERRUGINEUSES

INTRODUCTION

La constance des oolithes ferrugineuses en couches souvent épaisses et étendues au-dessus de l'Eocène marin ou au-dessus de la discordance ou zone d'altération présumée éocène, est parfaitement remarquable sur plus de mille kilomètres d'Ouest en Est, au Niger et au Soudan (Mali).

Cette remarquable constance suggère une grande uniformité des conditions sur une gigantesque étendue. A la lumière de ce que l'on connaît sur la genèse des oolithes ferrugineuses et en nous appuyant sur des travaux concernant la géochimie du fer et de sa place dans les séquences sédimentaires réelles et théoriques, nous allons chercher à définir quels étaient les caractères de l'environnement et de la succession des phénomènes ayant conduit à donner naissance à ces séries d'oolithes ferrugineuses.

En séparant la part qui revient aux différentes étapes traversées par le fer pour aboutir à la concentration telle que nous l'observons actuellement, nous verrons qu'un faisceau de conditions particulières se succédant dans le temps a été nécessaire.

L'interprétation paléogéographique et géochimique de la présence des oolithes ferrugineuses en quantité remarquable dans les formations terminales, nous demande de réunir, au préalable, quelques notions sur deux points principaux :

- Signification de la structure oolithique
- Géochimie du fer dans le domaine sédimentaire

Afin de chercher à intégrer les interprétations qui dériveront de cette étude dans un cadre moins étroit, nous citerons brièvement les principaux caractères de quelques gisements d'oolithes ferrugineuses crétacées et tertiaires d'Afrique.

De l'étude de la position des bancs d'oolithes dans la séquence sédimentaire de différents gisements, nous tirerons des réflexions que nous chercherons à intégrer harmonieusement avec la connaissance que nous avons de la géochimie du fer et de son comportement dans la nature.

1° — SIGNIFICATION ET ORIGINE DE LA STRUCTURE OOLITHIQUE

On peut admettre que les oolithes symétriques et ne présentant pas de point d'attache ont pris naissance par nourrissage centrifuge à partir de grains en suspension dans un milieu aqueux. Cependant, on connaît différents cas où des sphérules (fausses oolithes) prennent naissance dans un milieu non liquide et immobile. Afin de nous permettre de confronter les diverses idées qui ont été émises sur la genèse des oolithes nigériennes, nous allons examiner brièvement et successivement :

- 1° — le cas des oolithes formées en milieu solide
- 2° — le cas des oolithes formées en milieu aqueux.

A. — FORMATION DES OOLITHES EN MILIEU SOLIDE : LES FAUSSES OOLITHES

1. *Théorie des « failles nourricières »*

Nous ne rappelons cette théorie qu'à titre documentaire, car elle est ancienne et ne semble reposer sur aucun fait valable. Les oolithes ferrugineuses seraient engendrées par les failles (BRONGNIARD, VILLAIN, 1899, AREND, 1932).

Cependant, d'autres auteurs auraient observé la formation d'oolithes à partir de fissures (BRUET, 1931), mais il s'agit toujours d'observations très locales.

2. *Formation d'oolithes et pisolithes par concrétionnement dans les sols*

Un autre mode possible de formation d'oolithes ferrugineuses qu'il convient d'envisager est le concrétionnement dans les sols.

Dans le cas général, les concrétionnements ferrugineux des sols ou des cuirasses aboutissent à des nodules concentriques qui ne sont que très grossièrement sphériques. De plus, leur taille est généralement supérieure à deux millimètres. Ce sont donc des pisolithes qui n'ont que peu de points communs avec les oolithes qui nous occupent.

Cependant, sous certaines conditions, et notamment dans des sols hydromorphes engorgés périodiquement, et dans un milieu riche en bases et surtout en calcium, il peut se former de petites concrétions ferrugineuses parfaitement sphériques. (BOCQUIER, 1961; MAIGNIEN, 1961, communication orale). De telles concrétions en « plomb de chasse » existent dans les sols intertropicaux d'Afrique et aussi en Indochine (CASTAGNOL, 1954).

Il n'est pas impossible que, accumulées et fossilisées, ces ooïdes de concrétion puissent être confondues avec les oolithes vraies, bien que leur structure microscopique doive pouvoir être distinguée. Mais cette concentration et cette accumulation de sphérules posent un problème, car sous le climat où elles se forment les propriétés du fer sont telles qu'elles se trouveraient éliminées chimiquement avant d'avoir pu s'amasser physiquement.

Pour admettre que de telles concrétions pseudo-oolithiques puissent s'accumuler en quantité appréciable, il faudrait faire intervenir une variation climatique. Par exemple, un climat aride succédant à la période de concrétionnement pourrait être responsable de la concentration des ooïdes par déflation. Un tel climat a succédé en Europe, par exemple, au sidérolithique, vers le début de l'Oligocène (BERSIER, 1938; HOFMANN, 1960).

En fait, cette hypothèse s'accorde peu avec les faits observés dans le cas des oolithes nigériennes :

- a) d'abord, la quantité de matériel qui semble disproportionnée avec l'ampleur de concrétionnements pédologiques, même accumulés pendant un temps très long ;
- b) ensuite, la structure microscopique qui est celle des vraies oolithes ;
- c) enfin, l'aspect des bancs sur le terrain n'est pas celui d'une accumulation éolienne et les grains de sable entre les oolithes ne semblent pas avoir été transportés par le vent.

Ainsi, une origine pédologique des oolithes ferrugineuses, avec accumulation éolienne des oolithes, bien qu'elle mérite d'être signalée à titre d'hypothèse, ne semble pas s'appliquer au cas des oolithes du Niger.

3. Oolithes et cuirasses ferrugineuses

F. TESSIER (1954) a souligné qu'il convenait de distinguer nettement en Afrique Occidentale les oolithes ferrugineuses d'origine sédimentaire des « latérites » ferrugineuses. Cette distinction était rendue nécessaire par le fait que plusieurs auteurs, considérant d'un bloc les deux processus là où ils étaient superposés, en avaient déduit une origine « latéritique » des oolithes (REFORMATSKY, 1935, DU PREEZ, 1952).

Ultérieurement H. A. JONES (1955) a admis une double origine pour les oolithes de Nigeria : en partie sédimentaire et en partie « latéritique ». Son étude fait cependant bien ressortir que l'on est en présence d'oolithes ferrugineuses sédimentaires ayant subi une altération ferrugineuse postérieure.

A Termit et à Agadem j'ai pu observer des structures pisolithiques se *superposant* à la structure oolithique : de nombreux oïdes peuvent être inclus dans un pisolithe concrétionné secondaire. Les oolithes ont donc une origine indépendante et antérieure à celle des pisolithes qui sont des concrétions.

Il convient donc d'examiner si, bien que distinctes dans le temps des concrétionnements, les oolithes ne peuvent avoir une origine similaire.

Des cuirasses oolithiques ont été décrites dans certains profils latéritiques (G. AUBERT, 1954; G. WAEGEMANS, 1952). Pour MAIGNIEN (1958), ces structures oolithiques ou pisolithiques peuvent être alumineuses, ferrugineuses ou manganésifères. Ces formations se présentent en poches ou près de la surface là où les remaniements superficiels par l'eau ont pu se produire. Cependant, MAIGNIEN souligne que les véritables structures pisolithiques ou oolithiques sont rares dans les cuirasses.

Résumé - Conclusion

Des concrétionnements mimant des oolithes peuvent prendre naissance dans les sols et les cuirasses. Mais il s'agit de phénomènes relativement localisés.

Les cuirasses oolithiques signalées résultent, en fait, de la superposition d'un phénomène d'altération ou de ferrallitisation sur des structures oolithiques préexistantes.

Il convient de dissocier la part qui revient à la sédimentation responsable de la structure oolithique et à l'altération et réorganisation secondaire du fer qui peut être responsable de structures surimposées.

La disposition, la texture et la structure des oolithes ferrugineuses qui nous occupent indiquent clairement qu'elles n'ont pas pris naissance dans le milieu où on les rencontre et où elles sont mélangées mécaniquement à des fragments détritiques.

Il semble donc que l'on est en droit d'écarter l'hypothèse d'une origine par concrétionnement en milieu solide pour les oolithes ferrugineuses que nous envisageons.

B. — FORMATION DES OOLITHES EN MILIEU AQUEUX

Nous avons vu qu'une sphérule concentrique peut naître par concrétionnement en milieu solide, mais que ce n'était pas là l'origine des oolithes ferrugineuses du Niger. Il faut maintenant envisager par quel processus physique une structure oolithique peut prendre corps dans un milieu liquide.

On ne connaît pas actuellement dans le monde de régions où se forment des oolithes ferrugineuses (1). Par contre, on connaît en plusieurs points des oolithes calcaires en cours de développement. Ce sont les oolithes de cette nature qui nous donneront quelques indications sur le milieu physique de leur genèse.

1. Oolithes calcaires des Bahamas

Des oolithes calcaires se forment actuellement dans la mer des Bahamas. Des études de N. D. NEWELL, E. G. PURDY et J. IMBRIE (1960), on peut souligner les remarques suivantes qui nous éclairent sur les conditions dans lesquelles se forment ces oolithes :

a) Le *nucleus* qui forme un centre d'attraction est, le plus généralement, constitué d'une boulette fécale ou d'un débris d'origine organique déjà ancien ayant quelques milliers d'années.

b) Les enveloppes sont formées d'une alternance de lamelles régulières d'aragonite de 1 à 3 microns orientées parallèlement à la structure et de couches plus irrégulières pigmentées non orientées.

Les lamelles du premier type sont dues à des phénomènes de précipitations physico-chimiques dans les eaux agitées, saturées de calcaire métastable et turbulentes. Les secondes sont dues à des précipitations et recristallisations s'ajoutant à de la matière vivante fixée en milieu calme. Ainsi, la structure concentrique serait soulignée par cette alternance de phases tranquilles et de phases agitées.

La turbulence de l'eau permet le déplacement de l'ooïde lors de la précipitation de la couche orientée qui ne peut avoir lieu sur le fond. L'agitation empêche également la formation d'une phase instable (labile) pouvant cristalliser spontanément à partir de la solution sursaturée. Seule la phase métastable est donc susceptible d'engendrer de l'aragonite et ceci uniquement à partir du germe que constitue l'ooïde.

Ainsi, les principales conditions de formation des oolithes calcaires des Bahamas sont, d'après NEWELL, PURDY et IMBRIE (1960) :

a) *Saturation du milieu*. La forte concentration en CO_3Ca peut d'ailleurs n'être qu'apparente et due à des complexants d'autres ions (Na, Mg).

b) *Agitation des eaux* dont le rôle est multiple. Les courants peuvent avoir une vitesse de l'ordre d'un demi à 3 nœuds.

c) *Faible profondeur*. Une profondeur inférieure à 2 m est la plus favorable.

d) *Intervention d'organismes* et notamment d'algues (NESTEROFF, 1956) au moins dans une des phases.

e) *L'alternance et la variation des conditions précédentes*.

(1) W. H. TWENHOFEL (1926, 1939) signale des particules à structure oolithique qui se forment dans les oxydes de fer déposés dans certains lacs, notamment en Suède, en Finlande et dans le lac Supérieur. Mais il semble que ce soient plutôt des concrétions sans doute différentes des oolithes vraies que nous envisageons. Il les décrit de la façon suivante : « elliptical and irregular patches » et « lumps, small disks or balls ».

Par contre, tout récemment, LUNEBORG aurait observé des oolithes ferrugineuses actuelles dans la baie de la Weser (Hanovre).

2. Oolithes calcaires du Grand Lac Salé

Des oolithes récentes existent aux abords du Great Salt Lake, dans le bassin de Bonneville (Utah).

Les eaux du Lac ont une salinité de 27,7 %. Leur composition est assez semblable à celle de l'eau de mer, mais la concentration est proche de la limite de saturation. Avec la Mer Morte et le Kara-Bogaz, c'est une des eaux les plus salées du monde.

Les eaux du lac ne contiennent pratiquement pas de carbonate, alors que les rivières en apportent une certaine quantité qui se trouve immédiatement enlevée, car la saumure actuelle ne peut maintenir du carbonate de calcium en solution (RANKAMA et SAHAMA, 1950). C'est un phénomène général à l'arrivée des rivières dans les eaux sursalées : les carbonates, et parfois les sulfates, précipitent. Les eaux du lac contiennent des bactéries halophiles. La formation des oolithes serait en relation avec des Cyanophycées (algues bleues) (G. K. GILBERT, 1890; TERMIER, 1960).

On connaît d'autres points où se forment actuellement des oolithes calcaires : mer d'Aral, côtes de Floride, Tunisie (G. LUCAS, 1955), Egypte, étang de la Palme (RIVIÈRE et VERNHET, 1959). Les conditions qui concourent à la formation des oolithes semblent toujours celles que nous avons signalées précédemment.

On remarque un point commun à tous ces lieux de genèse, c'est que le milieu est salé et souvent localement sursalé, même s'il s'agit de « lacs » (Grand Lac Salé, lac ou mer d'Aral).

3. Conclusion sur la signification de la structure oolithique et application au cas des oolithes ferrugineuses

Les caractères structuraux des oolithes semblent donc donner les renseignements suivants sur le milieu de genèse :

- a) MILIEU AQUEUX (en ce qui concerne les vraies oolithes).
- b) MILIEU CHIMIQUEMENT SATURÉ dans le constituant des futures oolithes. La saturation peut être due à une forte concentration en d'autres constituants entraînant une solubilité relative plus réduite, ou une saturation absolue. Un milieu salé ou riche en bases semble généralement nécessaire.
- c) MILIEU PHYSIQUEMENT AGITÉ. L'agitation peut être périodique et entraîner des structures en lamelles successives constituant l'enveloppe.
- d) LA PRÉSENCE DE « GERMES » facilite la précipitation du constituant des enveloppes. Ces germes peuvent être des particules détritiques ou organiques parfois vivantes. On peut les retrouver à l'état de *nucleus* (1).
- e) Dans le cas des oolithes calcaires, une eau chaude rapproche le seuil de saturation : la température élevée diminue la teneur en CO₂ et, par là même, entraîne une saturation relative en carbonates.

Parmi les conditions générales du milieu de formation des oolithes calcaires, certaines doivent être transposées lorsque l'on cherche à reconstituer par analogie le milieu de genèse des oolithes ferrugineuses fossiles. Cela doit être fait avec prudence après avoir étudié quels sont les principaux facteurs géochimiques particuliers au fer. Mais on peut déjà soupçonner que les principales conditions physiques et mécaniques sont indépendantes de la nature du constituant. Ces conditions

(1) H. ERHART (1961b) pense que certaines oolithes sans noyau « représentent des organes de reproduction que la végétation aquatique a libérés en nombre immense et qui ont été immédiatement fossilisés et épigénisés par des solutions ferrugineuses ».

sont principalement *l'agitation dans un milieu aqueux saturé* avec, pour corollaire, une faible profondeur et une température relativement élevée.

Il faut cependant nuancer l'importance donnée à la salinité du milieu car GLACOLEVA (1961), étudiant l'influence de la salinité sur le dépôt de certains éléments, dont le fer, conclut à l'absence d'influence dans le cas des sédiments de la Mer Noire (1). S.D. HEM et W.M. CROPPER (1959) indiquent cependant que les ions autres que le fer influent sur les quantités de fer présentes dans l'eau.

2° — LE CYCLE GÉOCHIMIQUE DU FER

Le fer est, avec le magnésium, le métal le plus abondant de l'univers (RANKAMA et SAHAMA, 1950). Sur la terre, il est cependant moins abondant que l'aluminium. La valeur de son « clarke » est voisine de 5 %.

Dans ce chapitre, nous commencerons par rappeler quelle est la distribution du fer dans la croûte terrestre et comment les diminutions de teneur dans certaines roches impliquent des accumulations corrélatives de roches enrichies. Puis, nous présenterons très brièvement les différents stades que traverse le fer au cours de la phase sédimentaire de son cycle géochimique : (origine, concentration, mobilisation-immobilisation, transport, dépôts, diagenèse, épigenèse) avant d'aboutir au minerai oolithique que nous observons.

Le mécanisme présidant à ces stades sera celui que nous avons présenté précédemment, c'est-à-dire : altération-érosion-transport-sédimentation.

A) DISTRIBUTION DU FER DANS LA CROÛTE TERRESTRE

Les chiffres que nous citons sont empruntés à GOLDSCHMIDT (1937) et CLARKE (1924) (*in* RANKAMA et SAHAMA, 1950) et à GREEN (1959), et TUREKIAN et WEDEPOHL (1961) :

<i>Pourcentage moyen du fer dans quelques roches :</i>	<i>%</i>
Roches ultrabasiques	9,4
Roches basaltiques	8,6
Roches granitiques riches en Ca	2,9
Roches granitiques pauvres en Ca	1,4
Syénites	3,7
<i>Roches ignées moyennes</i>	5,0
Schistes métamorphiques	4,4
Shales	4,7
Argile des mers profondes	6,5
Grès (0,98 à 3,1 en moyenne, suivant auteurs)	2,0
Calcaires (0,37 à 1,3 id.)	0,8
Carbonates des mers profondes	0,9
Chert	0,15
Cendres de charbon	9,9
Océan (2.10^{-9} à 2.10^{-8} total) ou suivant les auteurs	0,0000000036

(1) Mais il s'agit sans doute de fer ferreux.

Conséquences et interprétation de la distribution du fer

La sédimentation argileuse ne conduit pas à un déséquilibre dans les quantités de fer disponibles. Le déficit en fer du réseau des minéraux argileux est compensé par le fer adsorbé sur les particules et la teneur totale est voisine du clarke.

Par contre, une élimination nette du fer intervient avant ou pendant la sédimentation calcaire ou siliceuse et à un degré variable avec la sédimentation gréseuse. A ces types de sédimentation doit donc correspondre une accumulation corrélative enrichie en fer.

Ce fer soustrait à la sédimentation peut se retrouver sur le continent contemporain sous forme d'accumulation pédogénétique. Mais, dans la plupart des cas, ces accumulations continentales, dont le caractère à l'échelle géologique est essentiellement fugace, ont disparu. Nous verrons quels sont les processus qui conduisent à sa disparition du continent et à sa réapparition dans les mers; leur interprétation nécessite la connaissance des processus de mobilisation, de transport et de dépôt du fer.

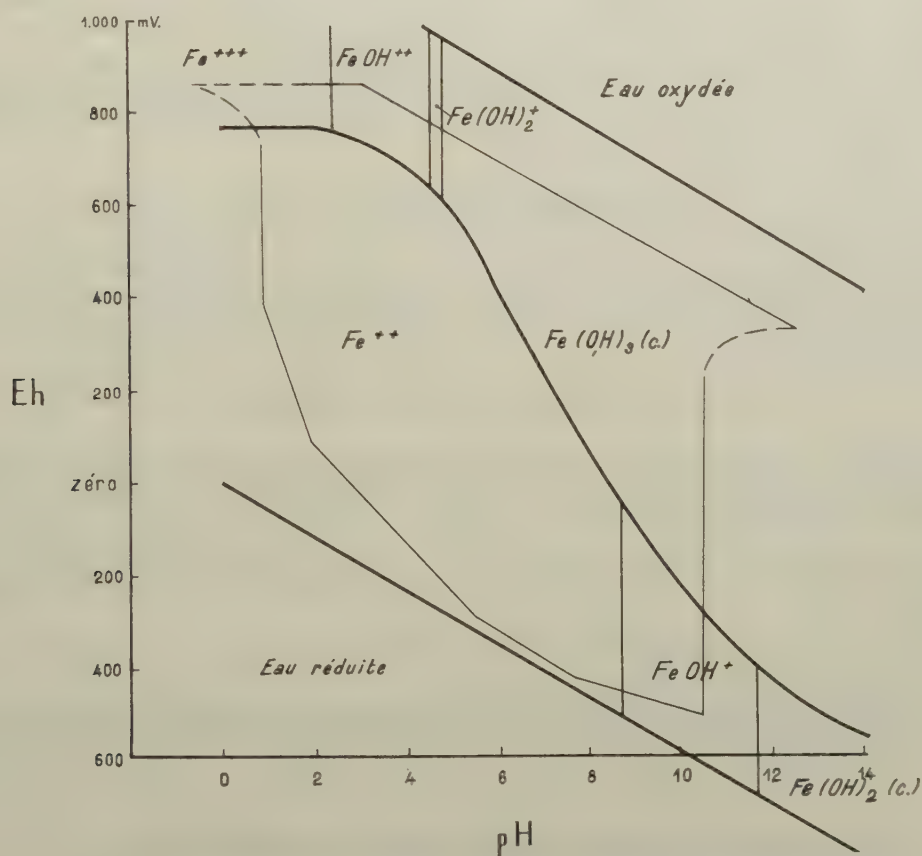


FIG. 170. — Diagramme des champs de stabilité du système ferrique-ferreux aqueux d'après J. D. HEM et W. H. CROPPER 1959.
Le contour fermé indique la limite des milieux naturels d'après BAAS-BECKING, KAPLAN et MOORE 1960.
(c) Phase solide.

B) LE FER DANS L'EAU

1) *Problème de la solubilité du fer*

Le fer présente une solubilité variable à l'extrême en fonction de son état ionique et des caractéristiques physico-chimiques du milieu, notamment du pH et de l'Eh (potentiel d'oxydo-réduction).

Les conditions de solubilité du fer sont assez bien connues par des travaux récents dont la bibliographie se trouve dans les ouvrages des auteurs suivants : BORCHERT (1960), BUSHINSKIJ (1957), DESTOMBES (1959), DUNHAM (1960), J. D. HEM (1960, 1961), HUBER (1958), KRUMBEIN et CARRELS (1952), MAIGNIEN (1958), etc...

Les travaux expérimentaux et les mesures sur des eaux naturelles nous apprennent qu'en milieu réducteur, et notamment en présence de matière organique, le fer est très soluble à l'état ferreux (environ 50 parties par million) si le pH est inférieur à 7 (RIVIÈRE, 1942, etc...).

Au contraire, en milieu oxygéné, le fer trivalent est pratiquement insoluble (1 partie par milliard environ). Cependant, la solubilité du fer ferrique croît rapidement pour des valeurs du pH inférieures à 3, où elle peut dépasser 100 parties par million (SOKOLAVA, LISTOVA, WEINSTEIN, 1954).

HEM et CROPPER (1959) ont donné un diagramme d'équilibre du fer en fonction du pH et de l'Eh que nous reproduisons ci-contre. HEM (1960) a également étudié l'influence des autres sels et conclut : « les quantités en présence et les états d'oxydation sont, en conséquence, surtout le résultat d'équilibres chimiques qui impliquent d'autres ions ».

Le fer ferrique ne peut être présent en solution vraie en quantité supérieure à 0,01 ppm (parties par million) que pour des pH inférieurs à 5. Ainsi le fer dissous dans les eaux naturelles est-il surtout à l'état ferreux. Il est alors susceptible de s'oxyder à l'état ferrique si les eaux sont exposées à l'air. Cette réaction peut être rapide dans les gammes de pH habituelles des eaux naturelles. En fait, les eaux de surface renferment du fer ferrique en suspension métastable dont les particules sont souvent plus grandes que la taille colloïdale (HEM et CROPPER, 1959).

2) *Fausse solutions et complexes organiques*

Les vraies solutions jouent peut-être un rôle mineur dans la nature : L.H.N. COOPER et CORRENS (1935) ont montré que seulement 10 % du fer de la mer était à l'état de solution vraie, le reste étant fixé sur la matière organique vivante ou sur les argiles.

Le fer forme aisément des complexes solubles avec la matière organique. D'après BAAS BECKING et MOORE (1959), ce sont surtout des complexes physiques comportant 3/4 de matière organique pour 1/4 d'oxyde de fer.

HEM (1960c) a étudié l'action sur le fer d'acides organiques dissous : ils dissolvent le fer à l'état ferreux lorsque le pH est suffisamment acide.

La libération du fer transporté à l'état de complexes organiques s'effectue lors de la destruction des complexes, généralement par oxydation. Certains complexes s'oxydent lentement et le fer peut rester dissous à l'état ferreux pendant plusieurs mois (HEM, 1960c).

3) *Importance et rôle des différents modes de solubilité du fer*

Le fer dissous ou complexé représente sans doute une part notable, mais peut-être pas majeure, du fer transporté par les rivières qui peuvent charrier des quantités plus importantes de fer à l'état détritique ou adsorbé sur les argiles.

Le fer dissous en mer pourrait représenter un stock important à certaines époques (BORCHERT, 1960) où sa solubilité augmenterait.

Mais l'importance primordiale de la solubilité ou fausse solubilité se fait sentir au moment de la constitution des oolithes, dont la genèse implique un état dissous ou extrêmement dispersé du fer.

C) *CONCENTRATION ET MISE EN RÉSERVE*

Les gisements d'oolithe ferrugineuse représentent une masse souvent très considérable d'oxyde de fer pauvre en tout autre constituant. Il est logique d'envisager qu'une telle accumulation nécessite une certaine concentration préalable dans la roche, source du matériel sédimenté.

Nous allons examiner les différents types de préconcentration qui peuvent être admis.

1) *Roches cristallines basiques*

La teneur en fer des roches basiques est sensiblement le double du clarke normal. Cela représente un enrichissement assez faible par rapport aux oolithes ferrugineuses dont la richesse en fer est dix fois supérieure à la teneur moyenne des roches.

2) *Roches volcaniques*

La teneur en fer est du même ordre que celle des roches cristallines basiques. Certains auteurs (GOODWIN, 1956) pensent qu'il y a une liaison entre le volcanisme et les gisements de fer. Ainsi, les oolithes ferrugineuses du sommet de l'Aptien du Liban seraient en relation avec un paroxysme volcanique (DUBERTRET, 1955). Il faut également rappeler ici que FREYDENBERG (1908) décrit les « latérites pisolithiques » rapportées de la région d'Agadem par le lieutenant AYASSE comme des basaltes décomposés.

Il ne semble pas qu'au Niger il y ait de relation entre les gisements de fer et le volcanisme basaltique; en effet, ce dernier est localisé à des massifs limités alors que les oolithes ferrugineuses sont étendues sur un très vaste territoire. De plus, la majorité des manifestations volcaniques est postérieure à la formation des oolithes.

3) *Concentrations pédogénétiques*

Les variations rapides des conditions physico-chimiques et biologiques près de la surface, et notamment dans les sols, font que le domaine de la pédogenèse est très favorable à l'extraction et à la concentration du fer.

Cette séparation pédogénétique peut avoir lieu sous des climats variés :

a) SOUS CLIMAT FROID OU TEMPÉRÉ, le fer peut se concentrer dans les sols de toundra ou dans les marais, par précipitation à partir d'eau réductrice chargée de matière organique et de fer, lorsque celle-ci se mélange avec des eaux oxygénées.

b) SOUS CLIMAT TROPICAL SEC OU SOUDANO-GUINÉEN, le lessivage des sols conduit à l'accumulation d'une phase enrichie en fer et en aluminium. A partir de cet enrichissement, des migrations latérales peuvent être responsables de la formation de cuirasses ferrugineuses. Celles-ci représentent une

accumulation relative ou absolue d'oxyde de fer dont les mécanismes ont été décrits par MAIGNIEN (1958). Les réserves considérables d'oxyde de fer que représente le cuirassement sont susceptibles d'être libérées si les conditions de drainage s'améliorent, par exemple en fonction d'une variation climatique tendant vers un climat tropical plus humide (MAIGNIEN, 1958). Des cuirassements successifs peuvent intervenir et conduisent à un transport progressif du fer vers les bassins de sédimentation.

4) *Concentration par voie mécanique*

Jouant sur les différences de densité, il est possible que des phénomènes mécaniques aient un rôle dans la séparation et la concentration de particules ferrugineuses préexistantes.

Ce phénomène peut survenir au cours du transport par les rivières des matériaux détritiques et être responsable d'accumulations de particules ferrugineuses. Sur les plages, les courants sont responsables de l'accumulation des sables noirs riches en minéraux lourds.

Nous retrouverons le rôle de la concentration mécanique des oolithes postérieurement à leur formation, après laquelle elles peuvent s'assimiler à des particules détritiques et subir un vannage par le vent en milieu aérien et des accumulations par les courants marins. Ceux-ci peuvent être indiqués par la stratification entrecroisée des niveaux d'oolithes comme le rappelle BUBENICEK (1959). On connaît également des accumulations d'oolithes en « shoe string » (1) formées en milieu fluvial au Nord de la mer d'Aral (FORMOZOVA, 1959). Au Mali, DARS (1960) a observé des accumulations comparables de fausses ooïdes présentant une stratification entrecroisée dans d'anciennes alluvions.

5) *Concentration dans l'élément liquide*

DEBYSER et ROUGE (1956), étudiant l'origine du fer dans les eaux interstitielles des sédiments marins actuels, ont montré que ce matériel provient en partie de la solubilisation des matières détritiques constituant le sédiment.

Un milieu liquide riche en matière organique et contenant du CO_2 est susceptible de dissoudre une grande quantité de fer. BORCHERT (1960) pense que ces conditions se réalisent dans les océans au cours des périodes climatiques chaudes, où l'absence de calotte glaciaire supprime l'effet des courants d'eaux polaires oxygénées et autorise l'existence, dans le fond des mers, d'une zone sapropélique et d'une zone à CO_2 à son contact avec les eaux de surface oxygénées.

Dans les conditions les plus favorables un kilomètre cube d'eau est susceptible de dissoudre jusqu'à 50 000 t de fer. On conçoit que, dans ces cas, une réserve considérable de fer peut être stockée dans une vaste étendue d'eau. Que les conditions climatiques ou physico-chimiques viennent à changer et on peut s'attendre à une précipitation importante de fer.

Mais, même dans des conditions moins favorables où l'eau de mer ne contient que deux parties par milliard de fer, chaque kilomètre cube d'eau renferme deux tonnes de fer. Le volume considérable des océans, joint aux jeux de multiples passages d'eau renouvelée par les courants, peut être la source d'une masse importante de métal.

Résumé

Les concentrations et stockages de fer pouvant être nécessaires dans les sources du fer sédimenté peuvent appartenir à plusieurs types :

(1) « Shoe string », littéralement « lacet de soulier », désigne des dépôts allongés plus ou moins sinueux et lenticulaires. Cf. A. I. LEVORSEN, « *Geology of petroleum* », p. 202-210.

- Concentrations fixes, avant le transport : dans les roches mères.
- Concentrations avant le transport ou participant aux transports : dans les sols, les cuirassements successifs et les matériaux détritiques au cours de leur déplacement progressif.
- Concentration après le transport : à l'état dissous dans l'eau des bassins, ou à l'état détritique dans les matériaux du fond des mers.

D) **TRANSPORT**

Le déplacement du fer depuis les aires continentales vers les bassins de sédimentation nécessite un transport.

Le transport du fer depuis la roche source, quelles que soient sa nature et sa teneur, peut se faire par des moyens variés :

1) *Transport du fer à l'état détritique*

Ce mode de transport fournit au bassin de sédimentation le fer mêlé aux autres éléments constituant la phase détritique. Pour aboutir à un gisement riche en fer, il implique donc une concentration postérieure au transport et prenant naissance dans le bassin de sédimentation lui-même.

Dans le cas de l'hypothèse d'ERHART (1956), le fer concentré pédogénétiquement en période biostasique arrive massivement à l'état détritique dans le bassin de sédimentation au début de la phase rhexistasique. On est ainsi en présence d'une concentration de fer héritée de la roche source. Si, quantitativement, cette hypothèse est satisfaisante, elle ne l'est pas qualitativement, car le dépôt des enveloppes successives des oolithes exige un apport de fer sous une forme extrêmement dispersée à l'état dissous ou pseudo-dissous.

Nous voyons donc que, dans tous les cas, un transport à l'état détritique nécessite une solubilisation postérieure pour aboutir au dépôt de caractère chimique que nous observons dans les ooïdes.

2) *Transport du fer en solution vraie*

Les conditions de solubilité du fer que nous avons examinées précédemment indiquent que, dans les conditions naturelles, le fer est généralement peu soluble. Il peut cependant être transporté sous cet état par les rivières aux eaux très acides (sous forme ferrique) ou par les rivières de pays non calcaires (à l'état ferreux). Le transport devient impossible en mer, sauf près des fonds vaseux réducteurs et dans les zones acidifiées par du CO_2 produit au contact entre la zone oxygénée superficielle et le fond sapropélique (BORCHERT, 1960). Hors ce cas particulier, on voit donc que le fer des eaux de rivières est généralement précipité lorsque la solution est neutralisée, à son arrivée en mer par exemple.

3) *Transport du fer adsorbé sur les argiles ou inclus dans le réseau*

Le fer peut être fixé sur les minéraux argileux sous forme de pellicules ou en tant qu'élément intégré au réseau cristallin. D. CAROLL (1958) a insisté sur ce mode de transport qui fait intervenir les forces d'adsorption des surfaces, fonction des charges électriques (W. G. McMILLAN, 1955).

Ce mode de transport implique ensuite un phénomène d'élution libérant le fer adsorbé pour permettre sa séparation de l'argile et sa précipitation à l'état concentré. L'arrivée dans un milieu riche en cations, provoquant la floculation de l'argile et des échanges de bases, est peut-être un mécanisme à retenir.

Les processus bactériels provoquant l'abaissement du potentiel d'oxydo-réduction lors de l'arrivée dans un milieu riche en matière organique seraient également responsables du déplacement du fer adsorbé (FRIPIAT et GASTUCHE, 1952; D. CAROLL, 1958).

Il est probable que la masse principale du fer transporté par l'Amazone, par exemple, dont les eaux contiennent 3 parties par million de fer, est à l'état adsorbé.

4) *Transport du fer sous forme de complexes organiques*

Nous avons vu que le fer forme facilement des complexes solubles avec la matière organique. Ces complexes ont un rôle important dans les sols.

« La présence de complexants permet au fer ferreux et ferrique de se maintenir plus ou moins longtemps en solution dans des conditions physico-chimiques où, sous forme de cation, ils seraient précipités. Ces complexes ont une vie plus ou moins longue. Elle détermine la durée de migration. » (MAIGNIEN, 1958).

Le transport du fer à l'état de complexes par les rivières joue certainement un rôle capital, notamment en régions tropicale et équatoriale.

Résumé

Du fer peut être transporté à l'état soluble dans les rivières sous forme d'ions bivalents ou trivalents en fonction des conditions physico-chimiques du milieu.

Une part plus importante de fer est transportée à l'état complexé ou adsorbé. Les mécanismes de libération sont alors plus compliqués.

Enfin, un volume notable de fer est transporté à l'état détritique.

E) SÉPARATION ET PRÉCIPITATION DU FER

On peut admettre que la fraction, d'ailleurs minime, de fer qui arrive à l'état soluble dans le bassin de sédimentation, est séparée des autres constituants insolubles et peut conduire à la formation de précipités riches en fer sans autres modifications.

D'une façon générale, les eaux continentales amenées par les rivières sont plus riches en fer que les eaux marines : un appauvrissement brutal correspond donc à une précipitation au contact des deux milieux.

Cette précipitation peut se faire, par exemple, au contact des eaux acides continentales et des eaux alcalines marines. Elle peut également se faire au contact des eaux riches en matière organique et fer ferreux arrivant dans un milieu oxygéné.

Mais nous venons de voir qu'une part importante du fer arrive dans le bassin de sédimentation mélangée à d'autres matériaux : sable dans le cas d'un transport détritique, argile et matière orga-

nique dans le cas d'un transport sous forme adsorbée ou complexée. Il convient donc d'examiner les mécanismes qui conduisent à la séparation et à l'individualisation du fer.

a) BORCHERT (1960) imagine une mise en solution du fer à partir de ces sédiments du fond dans une zone riche en CO_2 et réductrice susceptible d'exister en dehors des époques glaciaires. Le fer serait ainsi séparé, puis déplacé avec les courants pour se déposer sous forme oxydée dans les régions oxygénées, ou sous forme réduite dans les fonds sapropéliques immobiles.

b) BUSHINSKIJ (1956) pense que les oolites, qui prennent naissance par temps calme lors de la réduction dans les vases, sont accumulées et oxydées au cours des tempêtes qui éliminent la fraction argileuse rendue turbide.

c) BUBENICEK (1960) a insisté à nouveau sur la stratification entrecroisée des niveaux à oolites ferrugineuses. Il est certain que l'action de courants assez violents contribue d'une façon appréciable à un tri mécanique des matériaux, où les oolites ferrugineuses se trouvent concentrées en fonction de leur densité.

Conclusion

Ainsi, on peut penser que des processus chimiques et mécaniques peuvent concourir pour aboutir aux accumulations d'oolites ferrugineuses que nous observons.

Les oolites prendraient naissance à partir de fer dissous ou dispersé avant, pendant ou après le transport, la réserve de fer pouvant être sous forme solide sur le continent et dans les matériaux détritiques transportés, ou sous forme soluble dans les mers.

Ce double mode de transport et de mise en réserve est sous la dépendance du climat, des conditions du milieu, de la morphologie et de la tectonique.

F) FORMATION DES OOLITES FERRUGINEUSES

A partir du fer extrait des roches sources du matériel nourrissant les dépôts du bassin de sédimentation, et après une concentration qui peut être antérieure au transport, ou se faire en cours de transport, ou dans le bassin de sédimentation, le fer à l'état de vraie ou de fausse solution donne naissance aux oolites.

Nous avons examiné en début de chapitre la signification de la structure oolithique. Voyons maintenant quelles hypothèses ont été formulées sur la genèse des oolites ferrugineuses.

SORBY (1857, 1906, in DUNHAM, 1960) a le premier émis l'hypothèse d'une transformation d'oolites calcaires sous l'action de solutions de bicarbonate de fer. Cette transformation se serait effectuée au cours de la diagenèse, ou même plus tard.

Pour CAYEUX (1922), les oolites précipitées sous forme de calcite ont été épigénisées en silicates ferriques, puis oxydées en limonite. Le dépôt de ces oolites s'est effectué mécaniquement et n'a été suivi d'aucune évolution.

HALLIMOND (1925) pense que les oolites de chamosite sont le résultat d'un dépôt primaire et non d'un remplacement.

De même, BICHELONNE et ANGOT (1939) pensent que le dépôt chimique s'est effectué sous forme d'oolites en silicate de fer et que l'oxydation a eu lieu au cours du remaniement qui a précédé le dépôt mécanique des oolites dans un ciment.

CAILLÈRE et KRAUT (1954), au contraire, d'après des études d'échantillons, imaginent une précipitation globale qui, au cours des réactions chimiques de la diagenèse, donnerait naissance simultanément aux oolithes et à leur ciment.

BUBENICEK (1960), étudiant les minerais lorrains, conclut à une formation des oolithes dans la zone littorale agitée, au contact des eaux continentales acides et marines alcalines. Les dépôts conduisent à une paragenèse oxydée; une cimentation calcique et une réorganisation (avec apports et départs) se traduit par la formation de minéraux réduits: « successivement apparaissent, à partir de la limonite, les leptochlorites, la sidérose, la pyrite » (BUBENICEK, 1960), faciès géochimiques successifs de la réduction diagénétique due à la matière organique sédimentée avec les autres constituants. Cette succession, qui se fait dans le temps au cours de la diagenèse d'après BUBENICEK, était antérieurement considérée comme se faisant dans l'espace au fur et à mesure que l'on s'éloigne du rivage (POUSTOVALOF, 1940; HALLIMOND, 1925; GRUNER, 1946).

Les conditions du milieu contrôlent l'état du fer suivant sa stabilité telle qu'elle est définie dans des graphiques donnés par KRUMBEIN et GARRELS (1952), puis HUBER (1958), en fonction du pH et de l'Eh du milieu. En tenant compte des conditions des différents milieux naturels définies par BAAS BECKING, KAPLAN et MOORE (1960), on peut limiter les environnements possibles de formation des différents minéraux du fer.

G. COURTY, étudiant les minerais oolithiques de May-sur-Orne (COURTY, 1959, 1960, 1961), arrive à des conclusions comparables à celles de BUBENICEK. La formation des oolithes aurait lieu sur le fond marin, antérieurement au ciment. La sidérose corrode le quartz; elle peut remplacer la chlorite des oolithes par métasomatose au début de la diagenèse ou par halmyrolyse, c'est-à-dire par réaction avec les substances présentes dans l'eau de mer. COURTY (1959) insiste également comme BUBENICEK sur le transport des oolithes qui peut conduire à un changement de milieu.

L'école allemande, et notamment BORCHERT (1960), recherche l'origine du fer, non pas dans une concentration pédogénétique, mais dans le fer des sédiments du fond marin qui serait dissous dans une zone réductrice à CO_2 individualisée dans les océans au cours des périodes chaudes où la fusion des calottes glaciaires est totale. Les courants marins parallèles à la côte jouent un rôle prépondérant dans la distribution des différents minéraux plus ou moins oxydés riches en fer. Les variations dans les faciès sont sous la dépendance des variations dans les courants. A partir de cette réserve à l'état dissous, la précipitation du fer se fait surtout sous forme de limonite dans les zones peu profondes oxygénées et, partiellement, sous forme réduite dans les zones plus profondes à H_2S .

Conclusion

Ainsi, suivant les auteurs et en fonction des différents gisements, l'accent est mis sur un point particulier de l'histoire complexe de la formation et de la nature des oolithes ferrugineuses: importance des caractères physico-chimiques du milieu de dépôt, rôle essentiel des modifications liées à l'halmyrolyse et surtout à la diagenèse, éventuellement évolutions métasomatiques. Il est certain que ces divers facteurs agissent successivement avec plus ou moins d'importance suivant les cas particuliers.

G. — OOLITHES FERRUGINEUSES EN MILIEU CONTINENTAL

Dans tous les cas étudiés, il s'agit de dépôts d'oolithes ferrugineuses formées en milieu marin. Plusieurs auteurs, cependant, font allusion à la formation d'oolithes en milieu continental.

Nous avons déjà signalé le cas des oolithes formées en milieu continental « solide » lors de processus pédogénétiques. Il s'agit, alors, de particules concrétionnées qui miment plus ou moins parfaitement des oolithes, mais qui en sont différentes. Ces fausses oolithes ne seront pas envisagées ici où nous nous bornons à rechercher la signification des oolithes ferrugineuses nigériennes. Comme F. TESSIER l'a montré en 1954, celles-ci sont de vraies oolithes formées dans un milieu aqueux. Les concrétionnements que j'ai pu observer dans ces niveaux proviennent de phénomènes de ferrugineisation nettement superposés à la structure sédimentaire et bien postérieurs à elle.

Ainsi que l'a rappelé J. CORNUEL (1874), la première mention de fossiles d'eau douce dans des oolithes ferrugineuses a été faite en 1761 par P. C. GRIGNON. Il s'agissait des oolithes néocomiennes de Nancy (Haute-Marne).

Depuis, L. CAYEUX (1922) a écrit au sujet de ce niveau : « Par sa faune, le minerai barrémien occupe une place tout à fait unique dans l'ensemble des minerais analysés. Tous les fossiles signalés jusqu'à ce jour sont d'eau douce. Ce sont des *Unio*, des *Paludina*, des *Paludestrina* et des *Cyclas*, accompagnés de débris végétaux variés », et plus loin : « Toute trace d'organisme marin manque, et c'est là une caractéristique fondamentale à mettre à l'actif des minerais barrémiens seuls ». Cependant, la « couche rouge » immédiatement superposée aux oolithes a fourni des fossiles exclusivement marins.

V. STCHEPINSKY (1954) confirme que « le Barrémien supérieur est presque entièrement continental, sauf tout à fait à la fin ». Les descriptions données dans la thèse de V. STCHEPINSKY (1962) montrent que les niveaux considérés comme déposés en eau douce n'ont que quelques mètres d'épaisseur et sont compris entre des couches certainement marines. La mer n'était peut-être pas loin. Dans la « couche rouge », en particulier, des oolithes ferrugineuses sont normalement associées à une très riche faune marine.

Sachant que les oolithes subissent des transports et que le lieu de leur dépôt n'est pas toujours leur « milieu générateur », il semble prudent de considérer que l'unique exemple des oolithes barrémiennes ne démontre pas d'une façon définitive la genèse d'oolithes ferrugineuses en milieu d'eau douce. D'autres recherches axées sur ce sujet restent à faire avant de conclure.

BUSHINSKIY (1956) fait allusion à la formation de fer oolithique alluvionnaire, mais sans référence précise, et il semble qu'il s'agisse d'un cas théorique.

STRAKHOV (1957) fait également allusion au minerai de fer oolithique formé en milieu fluvial dans le Kazakhstan. Mais ces dépôts en « *shoe strings* » sont, sans doute, des oolithes remaniées comme les oolithes que l'on rencontre actuellement dans le Cher (A. VATAN, 1959) (1).

FORMOZOVA (1959, 1962), décrivant les minerais de fer oligocènes du Nord de la région du lac d'Aral, parle d'oolithes amassées dans des dépressions étroites d'anciens lits fluviaux. La formation pourrait se faire dans des fleuves, des estuaires ou des deltas. La remarque précédente concernant un remaniement des oolithes déjà formées dans un milieu différent s'applique peut-être.

KROTOV (1952) fait également référence à la formation d'oolithes ferrugineuses en milieu continental, sans doute dans des cas similaires et donc assez exceptionnels.

Conclusion

La genèse de véritables oolithes ferrugineuses en eau douce ne peut être considérée, dans l'état actuel des connaissances, comme un fait rigoureusement et définitivement démontré.

(1) Voir « Colloque de sédimentologie de Rabat » : J. DESTOMBES, in *Mines Géol., Maroc*, n° 6 (1959).

L'évidence de la très grande majorité des gisements conduit à admettre que les oolithes ferrugineuses vraies prennent généralement naissance en milieu marin.

Ceci rejoint la remarque faite au sujet de la structure oolithique qui semble se former avec prédilection dans un milieu salin. En outre, nous avons vu que les pédologues constatent que des structures ferrugineuses similaires prennent naissance de préférence dans un milieu riche en base et surtout en calcium.

Dans le cas des oolithes ferrugineuses du Niger, considérées *a priori* par tous les auteurs comme nées en milieu continental, car caractéristiques du « Continental terminal », il serait plus raisonnable d'admettre qu'elles ont pris naissance dans le milieu normalement favorable à leur formation, c'est-à-dire un milieu sans doute alcalin : lac, mer ou lagune. La paléogéographie serait ensuite reconstituée à l'aide des données de la sédimentologie et non l'inverse.

H. — ÉVOLUTION DES OOLITHES FERRUGINEUSES APRÈS LEUR FORMATION

Une fois formées, les oolithes constituent un matériel pouvant jouer le rôle de particules détritiques passives. Elles peuvent subir l'action des courants et être déplacées. Outre ces actions mécaniques, elles peuvent subir des évolutions chimiques, physico-chimiques ou biochimiques, avant ou après leur enfouissement (halmyrolyse et diagenèse).

1. *Transport par les courants* (hydroclassement)

La plupart des auteurs ayant étudié les structures macroscopiques des niveaux d'oolithe ferrugineuse ont noté une stratification entrecroisée indiquant un transport des oolithes une fois formées (CAYEUX, 1909; BUBENICEK, 1960; COURTY, 1959, etc...). Au Niger, les oolithes sont mêlées à des grains de quartz grossiers indiquant également un mode de dépôt détritique des oolithes postérieur à leur formation. Il est donc possible que le dépôt s'effectue dans un milieu différent du milieu de genèse des oolithes.

2. *Bioturbation*

DANGEARD et RIOULT (1961) ont insisté sur l'action des organismes fouisseurs creusant des galeries et des terriers. Cette action modifie le milieu par apport de matière organique et tend à homogénéiser les conditions physico-chimiques en brassant continuellement le sédiment. C'est donc une action à la fois mécanique et chimique dont l'origine est biologique.

3. *Halmyrolyse*

Après HUMMEL (1922), plusieurs auteurs ont admis qu'une modification de la composition minéralogique des oolithes peut intervenir avant la diagenèse par réarrangement et remplacement chimique s'opérant dans l'eau de mer entre les grains et les particules colloïdales. COURTY (1961) pense que la carbonitisation des oolithes chloriteuses s'effectue à ce stade.

4. Diagenèse

L'évolution des sédiments au cours de la diagenèse et en fonction de la profondeur d'enfouissement a été étudiée notamment par A. V. TROFIMOV (1939), C. E. ZOBELL (1946), etc... BUBENICEK attribue à la diagenèse la réduction des oolites ferrugineuses oxydées et l'apparition successive à partir de la limonite des leptochlorites, de la sidérose et de la pyrite. Cette réduction est fonction de la matière organique présente.

La migration du fer dans les sédiments marins est d'autant plus facile que ceux-ci sont poreux et peu compactés, comme le montrent les intéressantes études expérimentales de GENNESSEUX (1960).

5. Epigenèse

Après la diagenèse les roches sont compactées, parfois cimentées, et la circulation des solutions est considérablement ralentie. BUBENICEK (1960) pense qu'alors les réactions de réorganisations liées au potentiel d'oxydo-réduction ont pris fin. Seuls des remplissages de cavités et des accidents locaux peuvent encore se produire.

On doit cependant remarquer que, si la circulation des solutions dans les sédiments est ralentie, ceux-ci restent imprégnés d'eau jusqu'à ce qu'ils atteignent une grande profondeur. Le facteur temps entrant en jeu, des évolutions très lentes, mais aux résultats appréciables peuvent se produire.

De plus, on sait que des bacilles comme *Thiobacillus ferrooxydans* peuvent se rencontrer dans les eaux profondes de mines (LIALIKOVA, 1960). L'étude des nappes d'eau plus ou moins profondes peut éclairer ces problèmes (J. D. HEM, 1959, 1960).

6. Altération

Après l'épigenèse où les réactions sont ralenties, et abstraction faite du métamorphisme qui peut survenir, les sédiments peuvent être ramenés vers la surface où ils peuvent subir l'action d'eaux plus oxygénées et à circulation plus rapide. Sous certaines conditions climatiques et morphologiques, cette zone peut conduire à des modifications profondes aboutissant à des altérations.

BUBENICEK (1960) remarque, à ce stade, une oxydation des constituants réduits du fer et une mobilisation des éléments, en particulier de MgO. Cet auteur constate également un ameublissement progressif de la roche. Au Niger, au contraire, et en fonction des conditions climatiques qui ont régné depuis leur retour vers la surface, les bancs d'oolites ferrugineuses sont très fortement indurés à l'affleurement sans que l'on note une variation sensible de la teneur en fer. L'oolithe prend alors un aspect conchoïdal caractéristique (TESSIER, 1954).

D'une façon générale, le fer étant assez difficilement soluble dans les nappes superficielles oxygénées et pauvres en matière organique dans les domaines normaux, hors des sous-sols forestiers et des zones marécageuses, les niveaux riches en fer n'ont pas été détruits lors de l'altération. Ils ont été conservés et leur induration leur a fait jouer un rôle morphologique remarquable de protection au sommet des buttes actuelles.

I. — RÉSUMÉ

Au cours du cycle sédimentaire, les éléments libres ou sous forme de minéraux sont soustraits au continent pour être déposés dans le bassin de sédimentation.

Les processus physico-chimiques ou mécaniques président aux différentes étapes : libération, concentration ou dispersion, transport, dépôt ou précipitation, remaniement ou altération.

Ces mécanismes envisagés dans le cas du fer éclairent son histoire particulière qui peut aboutir aux strates d'oolithe ferrugineuse observées.

Au cours des différentes étapes, le fer est séparé des autres éléments à cause de ses propriétés particulières et notamment de sa forte variation d'électro-négativité en fonction de son état et du milieu. Les variations du milieu, notamment en fonction du climat, entraînent la possibilité de mobilisations et d'immobilisations successives qui concourent à sa séparation et à son stockage en milieu continental. Son transport se fait par un lent déplacement de ces accumulations continentales, aussi bien que par l'eau des rivières qui charrie une fraction dissoute ou complexée et une fraction détritique. Quel que soit l'état sous lequel arrive le fer dans le bassin de sédimentation, il doit être dissous ou fortement dispersé avant la formation des oolithes. Une fois constituées, celles-ci peuvent être déplacées par les courants, puis subir des transformations et des évolutions.

Remarque

L'enrichissement en fer dû à des phénomènes résiduels ou sédimentaires est primordial pour la constitution des gisements de minerais de fer. Il serait même, selon certains auteurs (LANDERGREN, 1961), le premier maillon de la chaîne des processus conduisant à la formation des minerais de fer dits magmatiques. En effet, l'état d'oxydation de ce dernier type de minerais serait incompatible avec le milieu du magma environnant et l'étude de la distribution du fer et de l'oxygène dans la partie supérieure de la lithosphère, conduit LANDERGREN (1961) à admettre que la formation des minerais magmatiques est due à un enrichissement préalable en fer et en oxygène sous des conditions superficielles.

3° — PLACE DU FER DANS LES SÉQUENCES SÉDIMENTAIRES

A. — ASSOCIATION LITHOLOGIQUE

Avant de rechercher la place des oolithes ferrugineuses dans les séquences lithologiques encadrant différents gisements, remarquons que certains auteurs ont considéré que les oolithes ferrugineuses étaient associées à un type particulier de roches.

STRALKHOV (1947) remarque que les oolithes ferrugineuses accompagnent généralement un contexte détritique. Sa théorie de la formation des oolithes ferrugineuses autour d'archipels aux côtes très découpées tient compte de ce fait.

ERHART (1956) constate que les gisements de fer sont liés aux calcaires. Pour lui, les récifs d'organismes constructeurs seraient tués par l'arrivée massive des eaux boueuses lors du début d'une phase rhexistasique.

Pour BORCHERT (1960) les oolithes ferrugineuses sont liées aux schistes noirs. Ceux-ci indiquent, pour cet auteur, un milieu sapropélique dû à l'absence de circulation profonde des eaux oxygénées lors des périodes chaudes sans calottes glaciaires aux pôles. Les conditions étaient alors réalisées pour une dissolution maximum du fer dans la mer.

On voit donc que l'association lithologique est essentiellement variable en fonction des gisements que les différents auteurs considèrent. Cette inconstance dans la nature de la roche encaissante des oolithes ferrugineuses sera encore mieux mise en lumière lorsque nous examinerons différentes coupes-types de divers gisements.

B. — RÉPARTITION DANS L'ESPACE ET DANS LE TEMPS

On admet généralement qu'à une époque donnée une différenciation latérale existe dans la répartition des sédiments dans un bassin de sédimentation. Cette notion est à la base de toute interprétation paléogéographique, bien que l'examen des dépôts actuels apporte quelques restrictions à cette vue.

POUSTOVALOV (1940) (*in* BUBENICEK, 1960) a donné le schéma de la différenciation mécanique en fonction des dimensions des grains (conglomérat, sable, argile) et de la densité. Le même auteur a étudié l'ordre de la différenciation chimique sédimentaire, qui s'effectuerait dans le sens oxydes, silicates, carbonates, sulfates et sels halogènes.

Ces successions théoriques, lorsqu'on les considère dans le temps et non plus dans l'espace, correspondent à ce que LOMBARD (1956) a appelé une séquence fondamentale positive. Elle s'interprète comme le déplacement régulier dans le temps des zones de sédimentation dans le sens d'une transgression. La séquence inverse, dite négative, correspond de même à une régression. L'alternance des deux mécanismes, leur arrêt et leur reprise aboutissent aux successions de dépôts et de non-dépôts (jointes) que l'on observe dans les coupes de terrains. De plus, sous certaines conditions, les phases de non-dépôt pouvant correspondre à une période de temps important, peuvent être marquées par l'érosion ou l'altération profonde des niveaux précédents.

ERHART (1956) a introduit la notion d'une séquence dont l'origine est pédogénétique. Elle implique la prépondérance d'une différenciation sédimentaire variable dans le temps, mais uniforme dans l'espace. La succession théorique des sédiments se ferait dans le sens calcaire-oxydes-argile-sables pour un cycle complet théorique débutant par une période biostasique et s'achevant par une rhexistasie.

MILLOT (1957) a précisé que la série virtuelle de LOMBARD s'appliquait à un « continent jeune bouleversé par une érosion vigoureuse » et la série d'ERHART à un continent stabilisé.

Dans le schéma de la figure 171 nous avons tracé, en face des colonnes stratigraphiques idéales des séquences virtuelles de LOMBARD et d'ERHART, les variations de teneur en fer exprimées en clarke et correspondant à la teneur moyenne de chaque terme. Les puissances correspondent aux proportions relatives des différentes roches dans les sédiments d'après CLARKE (1924).

Les variations de la teneur en fer dans ces cycles s'interprètent différemment. Dans le cycle d'ERHART, le fer est mis en réserve par un processus pédogénétique au cours de la sédimentation calcaire. Il est ensuite livré brutalement à la sédimentation immédiatement après.

Dans la séquence classique codifiée par LOMBARD, le fer pourrait être théoriquement mis en réserve au début du cycle, lors de la sédimentation détritique légèrement déficitaire. Cette mise en

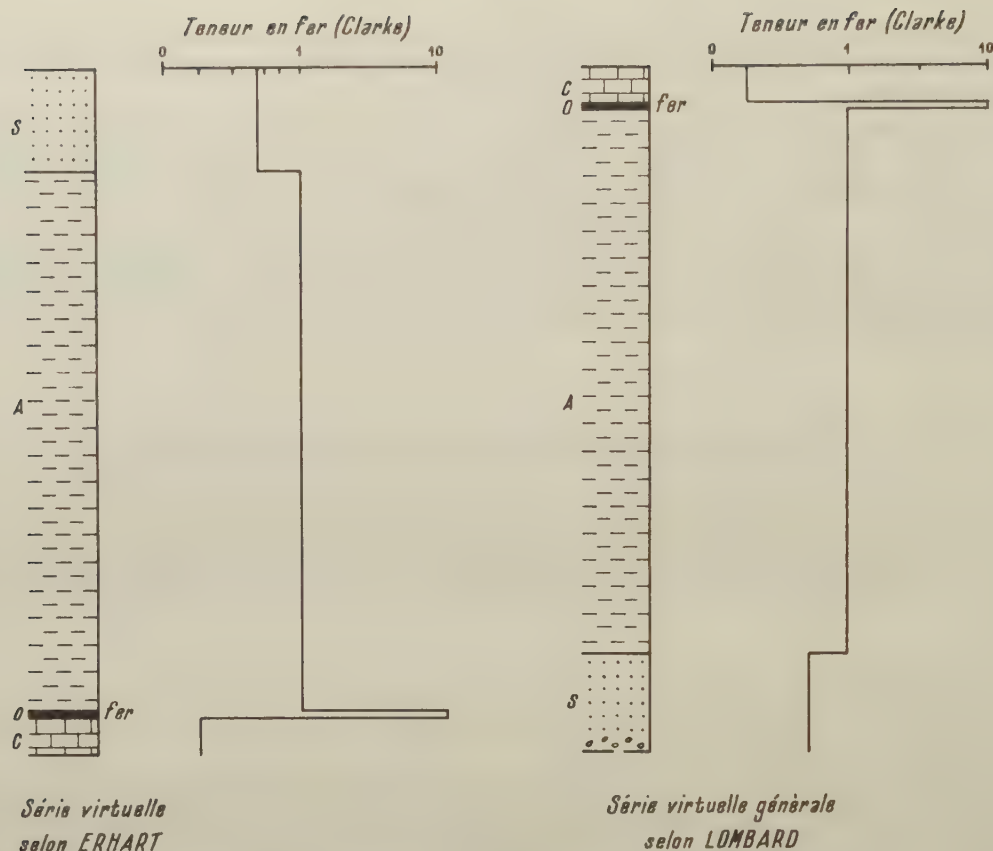


FIG. 171. — Comparaison de l'évolution de la teneur moyenne en fer des sédiments dans deux séries théoriques complètes.

S. sable; O. oxyde de fer; A. argile; C. calcaire.

réserve ne peut être imaginée alors sur le continent, car, à ce stade du cycle, les reliefs sont vigoureux (MILLOT, 1957) et peu propices à une latéritisation. On peut penser avec BORCHERT (1960) que la réserve est possible au sein des océans eux-mêmes et qu'elle s'y maintiendrait durant tout le temps du dépôt de la phase argileuse. A l'issue de cette période, le fer précipiterait, suivi des carbonates. MILLOT (1949, 1957) pense qu'un stade de latéritisation peut survenir après le dépôt des argiles où il affecterait le continent pénéplané.

Puisque l'on n'observe pas de fléchissement de la courbe de teneur en fer des sédiments correspondant à la mise en réserve au cours de la latéritisation, on doit supposer que celle-ci s'effectue au cours d'une lacune dans les dépôts du bassin. Dans cette hypothèse, le terme ferrugineux de la séquence souligne une rupture dans le cycle classique, impliquant une lacune stratigraphique.

On retrouve dans de nombreuses régions ferrifères l'image de cette rupture. Les dépôts d'oolithes ferrugineuses sont alors considérés comme soulignant une transgression et de nombreux auteurs ont remarqué que ces transgressions se faisaient dans l'espace au cours du temps. VAN LECKWIJCK et ANCION (1956, *in* TERMIER, 1960) ont ainsi décrit six niveaux de minerai de fer oolithique belge qui s'échelonnent dans le temps entre le Gédinien et le Strunien inférieur et, dans l'espace, du Sud vers le Nord, en suivant la transgression de la mer dévonienne. Un schéma comparable semble se répéter en Allemagne du Nord du Harz au cours du Lias (H. KOLBE, 1958), où les minerais oolithiques et

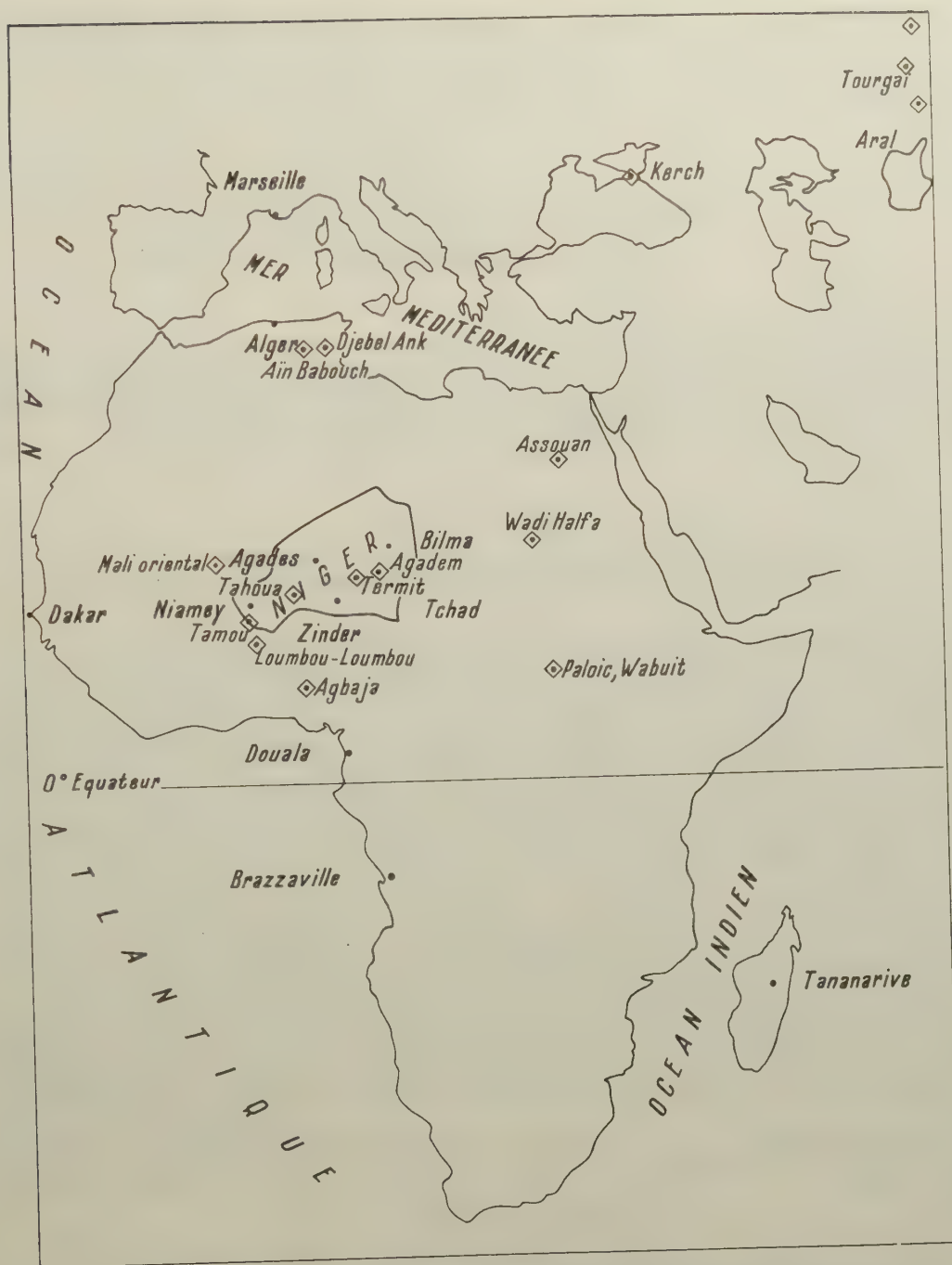


FIG. 172. — Situation de gisements d'oolithe ferrugineuse crétacés ou tertiaires.

détritiques s'échelonnent de l'Hettangien à l'Hauterivien et au Santonien. Dans ces deux exemples, les dépôts à oolithes ferrugineuses s'échelonnent sur une période de plus de 50 millions d'années et évoquent un « mégacycle » correspondant peut-être à l'idée de CAYEUX (1922), qui écrivait que chaque chaîne de montagne avait ses minerais de fer.

C. — EXEMPLES DE SUCCESSIONS LITHOLOGIQUES DE DIVERS GISEMENTS

L'examen des cas théoriques de cycles sédimentaires nous a montré la complexité des problèmes et la variété des solutions qui peuvent être proposées. Nous allons chercher maintenant, sur des cas concrets de gisements d'oolithes ferrugineuses, quelles sont leurs places dans des successions lithologiques et comment celles-ci s'accordent avec les données théoriques précédentes.

1. Agbaja (Nigeria)

Les oolithes d'Agbaja, près de Lokodja, au confluent de la Bénoué et du Niger, ont été étudiées récemment par H. A. JONES (1955).

Sur le socle relativement peu aplani la série sédimentaire débute par un conglomérat et des grès argileux à graviers, qui constituent la formation de Lokodja ayant une puissance de 90 à 270 m. Au-dessus, la formation de Patti comprend des argiles, des silts calcaires et des grès blancs ou gris à grains fins. L'ensemble peut être surmonté par des grès à stratification entrecroisée. Les oolithes ferrugineuses se rencontrent principalement dans la formation de Patti, dont l'épaisseur maximum de 68 m va en diminuant vers le Nord, jusqu'à disparition. Il semble que cette formation est l'équivalent de sédiments charbonneux parallélisés avec les « Lower coal measures » d'âge peut-être maestrichtien inférieur et, pour cette raison, H. A. JONES donne un âge sénonien supérieur aux oolithes. L'épaisseur moyenne des niveaux d'oolithes est de 9 m, mais elles atteignent localement 16 m. Les oolithes sont bien développées et ont une structure concentrique régulière. Elles sont formées de goethite impure et, localement, de sidérose. Bien que l'ensemble forme un dépôt sédimentaire, certains auteurs avaient suggéré que les oolithes étaient liées à une latéritisation. JONES a pu montrer qu'une altération postérieure à la sédimentation a en effet affecté localement une partie des termes, mais que la structure des oolithes était sans doute acquise avant cette altération. Pour H. A. JONES, les oolithes de chlorite primaire auraient subi une sidéritisation précoce, suivie d'une altération récente responsable de leur transformation en goethite au-dessus de la zone d'oxydation. Sur le premier point, ses vues sont en accord avec les travaux les plus récents de COURTIVY (1960) et de BUBENICEK (1960). La magnétite est généralement présente en grains de 1 à 5 μ dans les oolithes de la Nigeria.

On constate que, dans ce cas, les oolithes sont liées à une formation détritique fine et chimique précédée et suivie par une sédimentation essentiellement détritique (fig. 173). L'ensemble repose sur le socle cristallin.

2. Assouan (Egypte)

M. I. ATTIA a donné en 1955 une description très complète des gisements d'oolithes ferrugineuses de la rive droite du Nil, près du site d'Assouan.

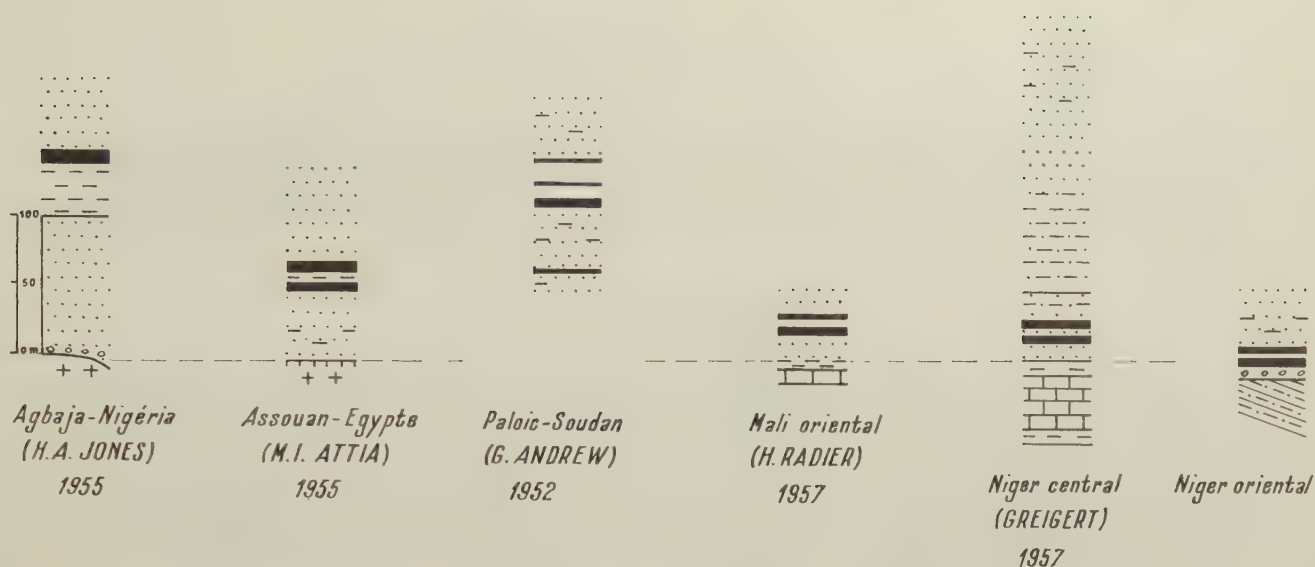


FIG. 173. — Situation des oolites ferrugineuses dans les séquences de différentes régions africaines.
(Les bancs d'oolites ferrugineuses sont indiqués en noir).

Au-dessus du socle métamorphique dont la surface est irrégulière et kaolinisée, la série des « grès de Nubie » se divise en trois parties. A la base, une cinquantaine de mètres de grès kaolineux à niveaux de galets. Au-dessus, le « middle group » comprend deux ou trois bancs d'oolithe ferrugineuse avec des intercalations d'argile réfractaire, de grès à ripple marks et de grès ferrugineux sur une puissance de 10 à 22 m. La 3^e subdivision des grès de Nubie est formée d'argile et de grès argileux suivis de grès à stratification entrecroisée et quartzite. Cette troisième partie a une puissance de 20 à 85 m. On rencontre quelques fossiles, notamment des plantes, des *Unios* et des Lamelli-branches marins (*Inoceramus*, *Exogyra*, *Isocardia*, *Cyprina*). Après SHUKRI (1945), ATTIA interprète ces grès de Nubie comme des dépôts marins d'eau peu profonde, en bordure d'un continent. Ils seraient d'âge sénonien.

Dans cet exemple, comme dans celui de Nigeria, les oolites sont liées à une série détritique transgressive sur un socle altéré. Les oolites surmontent le socle de 40 à 100 m : on ne peut donc pas dire que le fer marque le début d'une période d'érosion (rhexistasie). On ne peut pas dire non plus que le fer suit une période biostasique puisqu'il est précédé d'une épaisse série détritique. En revanche, on doit noter que le socle a été kaolinisé avant le début des dépôts sédimentaires. Nous retrouverons ce fait dans les exemples du Niger et pourrons alors l'interpréter. Remarquons que dans ces deux cas également, on ne peut penser à une pulsation de transgression marine correspondant aux niveaux oolithiques, car ces bancs ne débordent pas les autres en direction du socle mais leur semblent parfaitement liés en extension.

3. Wadi-Halfa (Soudan)

Dans la série des « grès de Nubie » de Wadi-Halfa, G. ANDREW (1952) a signalé la présence d'un banc d'oolites ferrugineuses d'un mètre d'épaisseur. Ce point est situé sur le Nil, environ 300 km au Sud-Ouest des gisements d'Assouan et il s'agit sans doute de la prolongation vers le Sud de la même formation.

4. *Paloic et Wabuit (Soudan)*

Dans les sondages de Paloic et Wabuit (Province du Nil supérieur), G. ANDREW (1952) a décrit respectivement 4 et 2 bancs d'oolithes ferrugineuses compris dans la série tertiaire de Umm Ruwaba constituée de sable et d'argile. Les sondages ne donnent pas la profondeur du socle, mais il semble que celui-ci soit relativement peu éloigné.

5. *Tamou (Niger occidental)*

Dans les environs de Niamey, au Niger occidental, le « Continental terminal » repose directement sur un socle cristallin fortement altéré. Cela a été noté par de nombreux auteurs et notamment G. GARDE (1911), PÉRÉBASKINE (1932), REFORMATSKY (1935), etc.

GREIGERT (1955, Rapp. annu., et 1957) indique que l'épaisseur du socle altéré peut atteindre 40 m. Dans une coupe relevée au Nord de Tamou, j'ai noté sur la zone d'altération un conglomérat sporadique suivi de 4 m de grès grossier précédant un premier banc d'oolithe ferrugineuse. Au-dessus, la série se continue par des grès argileux.

Ces gisements se poursuivent vers le Sud, au Dahomey (Loumbou-Loumbou).

Dans cet exemple, comme dans celui de Nigeria et d'Egypte, les oolithes sont liées à une série détritique transgressive sur un socle altéré. Suivant les exemples, les oolithes sont séparées du socle par quelques mètres à plus de 100 m de grès.

6. *Termit (Niger oriental)*

A Termit sud, le Crétacé terminal (formation de Termit) constitué de grès et d'argiles est plissé et fortement altéré. L'altération a conduit à la transformation des argiles en kaolin et à la formation d'alunite disséminée ou en lentilles dans les bancs. Une discordance angulaire très nette existe au-dessus de cette formation. La série supérieure débute par des conglomérats ferrugineux d'épaisseurs variables. Les bancs d'oolithes ferrugineuses et de pisolithes sphériques ou ellipsoïdales commencent directement au-dessus du conglomérat. Ils peuvent atteindre une épaisseur de près de 20 m au total; parfois ils comportent des intercalations de grès ferrugineux à oolithes. Au-dessus, la série se termine par des grès grossiers ferrugineux et des argiles gréseuses qui peuvent atteindre 70 m d'épaisseur là où ils ont été partiellement protégés de l'érosion.

Dans cette région, les oolithes ferrugineuses suivent presque immédiatement la discordance les séparant du Crétacé altéré; cependant un conglomérat s'est déposé sur la discordance. En certains points, la partie supérieure du conglomérat a un ciment d'oolithes ferrugineuses.

7. *Agadem (Niger extrême-oriental)*

A Agadem, au-dessus du Sénonien marin fossilifère, on observe une trentaine de mètres de grès fins, kaolins et bauxite qui proviennent manifestement de l'altération profonde de niveaux bien stratifiés d'origine peut-être marine. Au-dessus de ces niveaux altérés apparaissent sur 15 mètres, des grès fins argileux lités souvent à ripple marks. Entre ces dépôts et la formation à oolithe existent sporadiquement des grès à graviers pouvant dépasser 10 m d'épaisseur.

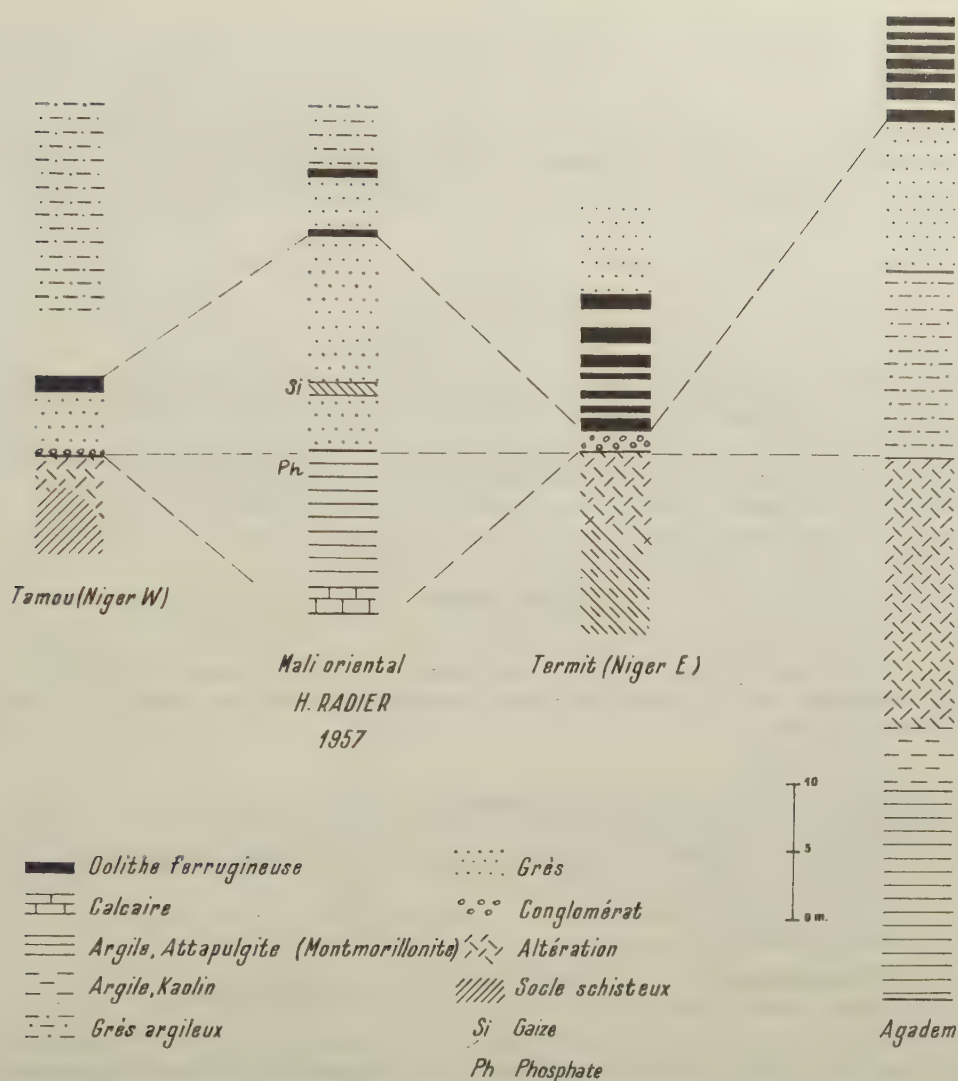


FIG. 174. — Types de successions lithologiques au Niger et au Mali.

La région d'Agadem montre donc aussi la superposition des oolithes ferrugineuses à une formation antérieure légèrement plissée et altérée. Des niveaux sédimentaires sont intercalés entre la discordance et les bancs d'oolithes.

Alors que dans les premiers exemples, et notamment à Tamou (Niger), le socle altéré était cristallin et ancien, à Agadem comme à Termit ce socle est d'âge crétacé terminal. L'altération y est du même type et conduit à l'accumulation de kaolin, bauxite ou alunite. L'épaisseur de la formation détritique qui sépare la zone altérée du premier banc oolithique est variable; suivant les régions, elle peut être nulle ou dépasser quelques dizaines de mètres.

Les exemples suivants nous montrent une disposition différente.

8. *Aïn Babouch (Algérie)*

G. BETIER (1952) signale la présence de plusieurs bancs d'un minéral d'aspect oolithique intercalé dans les marnes de l'Eocène moyen qui surmonte directement l'Eocène inférieur à phosphate de chaux, 60 km au Sud-Ouest de Tébessa, dans un petit synclinal. Il y aurait de 8 à 15 m d'épaisseur de limonite.

9. *Djebel Ank (Tunisie)*

C. GOTTIS (1952) a étudié le gisement d'oolithe ferrugineuse d'âge éocène du djebel Ank, en Tunisie. Il s'agit d'une couche de 3,50 m d'épaisseur moyenne comprise dans l'Eocène et recouverte par les argiles mio-pliocènes.

D'autres gisements d'âge tertiaire existent hors d'Afrique : presqu'île de Kerch (Crimée) d'âge pliocène, Souabe en Allemagne d'âge éocène, Kazakhstan (Oligocène), etc...

10. *Mali oriental*

H. RADIER (1957), dans sa thèse, donne de nombreuses coupes des formations sédimentaires du Mali oriental, notamment dans la région du détroit soudanais. Ces coupes peuvent se schématiser comme suit, de haut en bas :

Sables argileux	}	Continental terminal
Oolithes ferrugineuses et grès quartzeux		
Sable argileux		
Grès rouge à passées d'oolithes ferrugineuses		
Grès sableux argileux (12 m)		
Niveau de gaize chertreuse		
Argile sableuse (4 m)	}	Eocène moyen
Schiste papyracé		
Calcaire marin, phosphate		

Bien que dans ces coupes H. RADIER ne différencie pas toujours les oolithes ferrugineuses de ce qu'il appelle « cuirasses grésio-ferrugineuses », on comprend par le texte que ces oolithes sont celles qui caractérisent la première partie du Continental terminal dont les termes supérieurs sont constitués de grès argileux.

Pour H. RADIER, la paléogéographie ayant présidé à cette succession a évolué de la façon suivante : « Après le dépôt des niveaux phosphatés la mer se retire définitivement, faisant place à un système de lacs et lagunes où se poursuit une sédimentation argileuse » (montmorillonite, attapulgit et kaolinite surtout vers le sommet). La continuité du caractère chimique des apports est confirmée par la nature des argiles, puis par le niveau de gaize. Ensuite, la sédimentation change encore de caractère et se fait sous un régime de démolition brutale et changeant. C'est à cette période que se déposeraient le matériel détritique du Continental terminal et les argiles à oolithes ferrugineuses.

On remarque cependant que les oolithes ferrugineuses représentent encore une phase de précipitation chimique et qu'elles ne se placent pas dans les coupes à la suite des argiles chimiques, mais au sein de la série détritique. A notre sens, cela doit être interprété comme un *retard* de l'arrivée du fer dans le bassin de sédimentation.

On peut dire qu'il y a un décalage dans le temps entre la fin du régime de sédimentation chimique et le début de la sédimentation détritique, cette dernière commençant avant la fin de la première. De ce décalage résulte l'intercalation des derniers stades détritiques du nouveau cycle. Cela permet également à certaines phases chimiques, une fois déposées, de jouer le rôle de particules détritiques (oolithes). Dans cette région, la succession théorique des minéraux de la séquence pourrait être dans le temps : calcaire, attapulgit, montmorillonite, kaolinite, silice (gaize), fer (oolithes).

On retrouve là certains termes de la séquence argileuse mise en évidence par M. SLANSKY (1959) au Dahomey.

A cette séquence minéralogique, on peut faire correspondre une séquence géochimique (MILLOT, 1960) qui serait la suivante :

Ca, Mg, Al-Si, Si, Fe.

C'est une suite comparable, mais inverse, de celle qu'implique la différenciation sédimentaire de Poustovalov (1940). Elle se fait ici, dans le temps, au cours de la sédimentation et peut être interprétée comme reflétant l'atténuation des conditions marines (« régression »).

Les deux derniers termes de la série (silice, puis fer) ne font leur apparition dans la stratigraphie qu'après le début d'un nouveau cycle détritique, puisqu'on les rencontre au sein du matériel gréseux. Comme nous le verrons, cela peut apporter une légère retouche au schéma paléogéographique. La disparition progressive de la mer a pu se faire par comblement plutôt que par régression pure; le milieu aqueux a pu rester salé jusqu'au début du « Continental terminal », dont, paradoxalement, les premiers dépôts se faisaient encore en mer. Le paysage que nous invoquerons lors des reconstitutions paléogéographiques sera celui du Kazakhstan et de la mer résiduelle (ou lac) d'Aral (voir p. 87).

11. *Niger central*

La succession des termes si méticuleusement décrits par H. RADIER (1957) se poursuit, sans variation majeure, vers l'Est où les coupes de J. GREIGERT (1957) conduisent au schéma suivant, de haut en bas :

Complexe argilo-sableux (220 m)	}	Continental terminal
Série limonitique (à oolithes ferrugineuses) (70 m)		
Argiles papyracées comprenant des calcaires (50 m)		Eocène inférieur

J. GREIGERT (1957) parle de passage continu entre l'Eocène marin et le Continental terminal, mais signale également des discordances locales.

D. — *CARACTÈRES GÉNÉRAUX DE CES GISEMENTS*

Ces exemples africains mettent en évidence un certain nombre de traits généraux frappants :

1. *Immense extension*

Tout d'abord, l'immense extension des oolithes ferrugineuses sur le continent africain nord-équatorial vers la fin du Crétacé et le début du Tertiaire est remarquable. Des dizaines de milliers

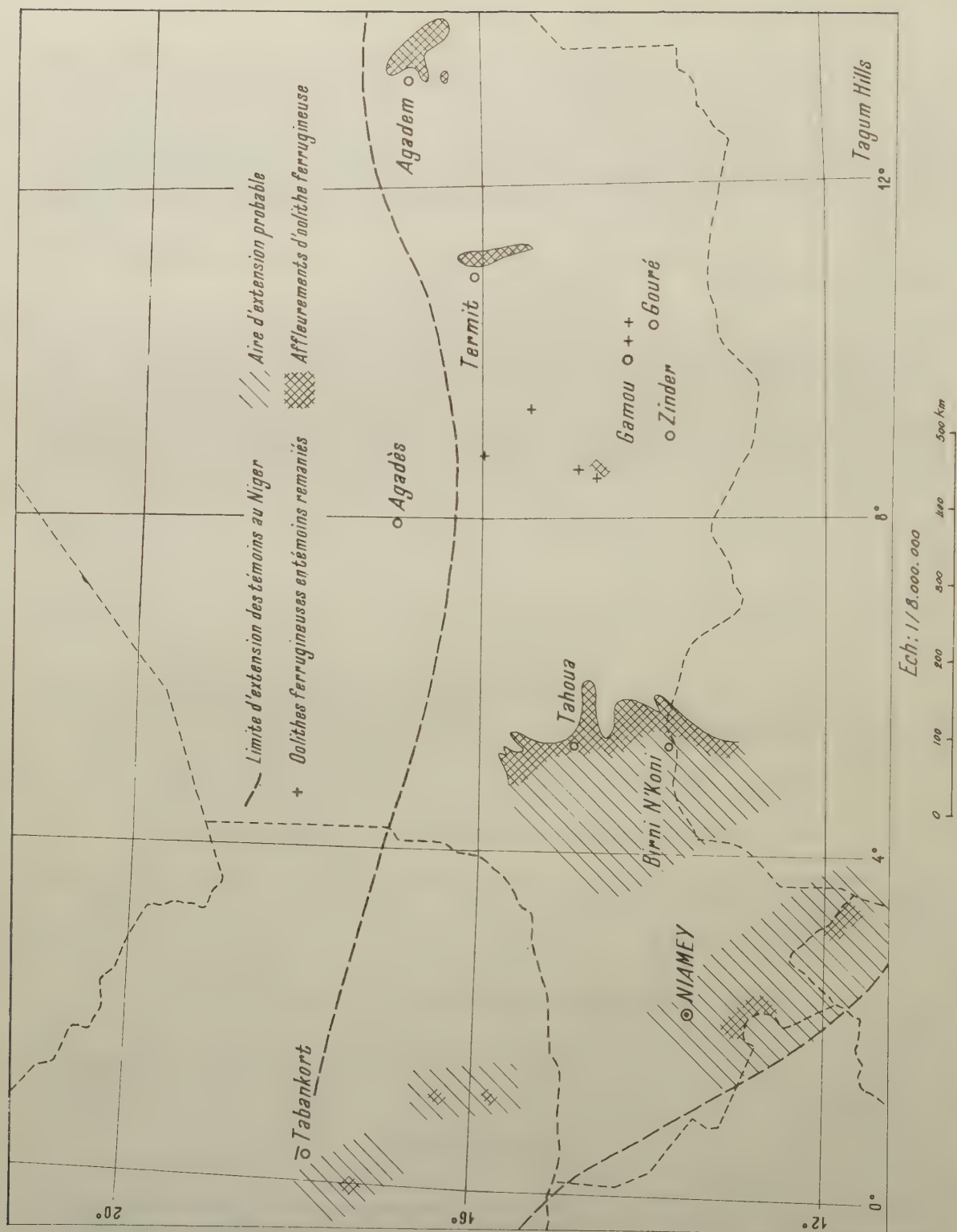


Fig. 175. — Croquis de situation de quelques gisements d'oolithe ferrugineuse du Niger et de régions voisines.

de kilomètres carrés ont un soubassement comprenant les formations à oolithes ferrugineuses. Des témoins respectés par l'érosion indiquent l'ancienne extension de ces niveaux, qui peuvent être inclus dans un cercle de 3 000 km de diamètre (fig. 172, 175).

2. Période favorable relativement courte

Ensuite, c'est la période relativement courte qui a été favorable à la constitution des principaux niveaux d'oolithes ferrugineuses. Dans l'échelle stratigraphique qui peut comporter plusieurs milliers de mètres, ce phénomène ne se produit qu'une fois avec une telle ampleur : vers le Crétacé terminal ou le Tertiaire inférieur, si l'on exclut les niveaux mineurs et peu épais ainsi que les oolithes du Dévonien de certaines régions. Bien qu'il ne soit pas toujours possible de les dater avec précision, on peut considérer que, dans une même région, les bancs d'oolithes ferrugineuses forment un repère lithostratigraphique compris entre des limites d'âge relativement assez étroites. Dans le cas qui nous occupe plus particulièrement au Niger, l'âge des oolithes est sensiblement de la fin de l'Eocène ou de l'Oligocène. Il a sans doute existé en Afrique un cycle comparable à la fin du Crétacé.

3. Les deux grands types de gisements

Il semble exister manifestement deux grands types de gisements d'oolithe ferrugineuse au Niger et en Afrique en général. Ce sont :

a) LA FORMATION DÉTRITIQUE DE TYPE « RÉGRESSIF »

Ce type de gisement d'oolithe ferrugineuse est lié à une série détritique faisant suite, en concordance ou sans discordance majeure, à une série de dépôts d'origine chimique effectués dans une mer en voie de disparition : Aïn Babouch (Algérie), djebel Ank (Tunisie), Mali oriental, Niger central. Dans ces cas, la série à oolithes repose sur des argiles (attapulgites), marnes ou calcaires. Elle semble liée à une série régressive, car la séquence générale est négative.

b) LA FORMATION DÉTRITIQUE DE TYPE « TRANSGRESSIF »

Les oolithes ferrugineuses peuvent également être liées à une série détritique reposant directement sur un socle ancien altéré : Agbaja (Nigeria), Assouan (Egypte), Wadi-Halfa, Paloic et Wabuit (Soudan), Tamou (Niger occidental). Dans ces cas, la formation comprenant les oolithes repose sur un socle cristallin ancien, sans doute précambrien. A Termit sud, les oolithes reposent sur du Crétacé terminal probable, plissé et altéré. Elles semblent liées à une série à caractère transgressif qui vient déborder largement sur les continents respectés par la mer antérieure.

Ces deux types, en apparence opposés, appartiennent en fait à un même ensemble au cours d'un cycle donné. Avec la réserve que nous avons faite au paragraphe précédent (2) quant au synchronisme approximatif des différentes formations à oolithes, nous estimons comme sensiblement contemporains les deux types « transgressif » et « régressif » de gisements d'un même cycle dans des régions voisines.

Au cours du cycle, l'arrivée du fer marque la poursuite du caractère régressif des dépôts. L'apparence de transgression des dépôts correspondant en bordure du bassin est un phénomène général déjà mis en évidence au Niger (H. FAURE, 1959b) (1). Ceci nous semble causé par le comble-

(1) Ainsi que dans d'autres régions du globe (P. PRUVOST, E. ROCH, T. SATO, 1961).

ment d'une mer résiduelle isolée dont le volume d'eau reste sensiblement constant, mais où la profondeur diminue du fait de l'arrivée de matériel et de phénomènes de basculements tectoniques. L'étalement du plan d'eau, joint à la masse importante de matériel, provoque une sédimentation plus étendue dans l'espace qu'au cours des périodes d'accentuation des reliefs et des bassins où les mers sont plus profondes, les faciès plus typiquement marins, mais leur extension moindre.

4. Période d'altération préalable

Les formations comprenant les oolites ferrugineuses se rencontrent dans, ou aux abords de régions ayant subi une profonde altération immédiatement ou peu de temps avant leur dépôt.

Les portions de cette écorce résiduelle qui peuvent avoir subsisté sont appauvries en fer et rappellent les « lithomarges » lessivées des altérations de type latéritique.

On peut donc penser avec assez de vraisemblance qu'il existe une liaison quantitative entre les concentrations ferrugineuses (cuirasses) possibles aux périodes d'altération latéritique, ou après ces périodes, et la concentration d'un autre type que représentent les oolites ferrugineuses. L'origine du fer sédimentaire serait dans cette concentration résiduelle. Mais l'agent de liaison pose d'autres problèmes que nous allons aborder plus loin.

5. Niveau détritique inférieur et phase à migration lente

Dans tous les cas, les oolites sont comprises au sein d'une série détritique et sont notamment séparées des formations sous-jacentes par des niveaux détritiques gréseux pouvant avoir de quelques mètres à plus de 100 m d'épaisseur. L'altération qui a libéré le fer est antérieure à la sédimentation des grès. On constate donc qu'un long intervalle sépare l'individualisation du fer de son dépôt dans le bassin de sédimentation. Compte tenu des vitesses de sédimentation admises pour un matériel détritique (SONDER, 1946), le retard peut être évalué comme pouvant dépasser 40 000 à 200 000 ans environ.

Ce retard me semble être imputable au mode particulier du transport du fer tel qu'il a été décrit par MAIGNIEN (1958) : le fer s'attarde sur le continent dans des cuirassements successifs et progresse lentement vers les bassins de sédimentation, où il précipite sous une forme compatible avec les conditions du milieu.

Ainsi, à côté d'une « phase migratrice » (ERHART, 1958) à déplacement rapide, il convient de souligner l'existence de la *phase à migration lente* que représente le fer, arrêté et retardé par les cuirassements (MAIGNIEN, 1958).

La phase à migration rapide est considérée comme alimentant instantanément la sédimentation chimique des bassins marins, comme c'est le cas à l'Eocène au Mali (RADIER, 1957), au Niger central et au Dahomey (SLANSKY, 1959).

La phase à migration lente ne parviendrait dans les bassins qu'avec un retard notable par rapport à la phase soluble. Dans les exemples que nous avons donnés, ce retard se traduit par l'arrivée du fer au cours du début de la sédimentation détritique correspondant à un nouveau cycle.

L'épaisseur de détritique qui sépare le dépôt des oolites ferrugineuses des dernières argiles chimiques permet de se faire une idée du temps pendant lequel le fer a été retenu dans des cuirassements sur le continent. Ce temps est fonction des types de climats. Mais, à climat égal, on peut penser que le temps correspond en gros à des distances de transport plus ou moins grandes. Si les grès intercalés sont épais, on peut penser que le continent est assez éloigné; s'ils sont absents ou minces, c'est que l'on est dans la partie du bassin voisine de la côte cuirassée. Ainsi Tamou, au

Niger occidental, et Termit au Niger oriental, semblent avoir été assez proches des zones d'alimentation en fer. Au contraire Assouan, en Egypte, en aurait été éloigné, ce que confirme l'extension vers le Sud d'autres témoins oolithiques.

6. Faible extension vers les bassins « côtiers » externes

Les banc d'oolithe ferrugineuse, correspondant à l'arrivée massive du fer, s'étendent assez loin dans le bassin de sédimentation dont ils recouvrent les termes plus anciens. Cependant, on sait que dans les « bassins côtiers » actuels de l'Afrique on ne les retrouve pas. C'est peut-être un indice qu'à cette époque l'emplacement de ces bassins était trop éloigné des continents pourvoyeurs de fer pour que celui-ci puisse les atteindre en quantité appréciable : il était déposé dans les régions les plus littorales qui ont pu être érodées depuis, ou n'être préservées que dans ce qui apparaît actuellement comme des bassins intérieurs. On rejoint là l'idée de STRAKHOV (1957) ; le fer se dépose le long du rivage des grands bassins et dans le centre des bassins moins étendus.

E. — CONCLUSION

Relations entre la glyptogenèse et la sédimentation

L'accumulation du fer marque une étape importante de l'évolution du continent, qui se traduit par une rupture de continuité dans le cycle des dépôts des bassins de sédimentation. Mais la place exacte du fer dans la sédimentation est décalée par rapport à l'époque où survient la rupture. Cela provient des propriétés particulières de mobilisation et d'immobilisation du fer sous certains climats (MAGNIEN, 1958).

Le fer donne un exemple du décalage qui peut survenir entre l'histoire du continent (son altération et son érosion) et la succession des dépôts dans les bassins de sédimentation. Ce décalage peut ainsi exister aussi bien pour la phase migratrice que pour la phase détritique et souligne le phénomène de mise en réserve provisoire qui peut intervenir entre glyptogenèse et sédimentation.

L'exemple du fer éclaire donc les relations entre glyptogenèse et sédimentation. Trois agents de liaison peuvent intervenir. Suivant les circonstances, on peut avoir :

1) Une phase très soluble soustraite aux continents mais non déposée dans le bassin. Cette phase est mise en réserve dans la mer tant que des conditions particulières (évaporation, réactions chimiques, etc...) ne surviennent pas.

2) Une phase à solubilité variable en fonction des conditions physico-chimiques du milieu et qui peut être maintenue en réserve plus ou moins longtemps, soit à l'état solide, soit à l'état dissous.

3) Une phase insoluble, résiduelle, qui peut être déplacée surtout sous forme détritique et progresser du continent vers le bassin de sédimentation par un processus mécanique.

Un même élément peut appartenir successivement à l'une ou à l'autre de ces trois phases avant de se déposer dans un bassin de sédimentation.

Ceci souligne la prudence avec laquelle doivent être interprétées les données déduites des courbes lithologiques tracées à partir des séquences brutes établies d'après les coupes de terrain.

CONCLUSION GÉNÉRALE

L'importante masse de fer que représente la plupart des gisements d'oolithe ferrugineuse africains évoque une préconcentration du fer dans la roche source.

Les cuirassements ferrugineux sur les continents semblent fournir la source d'accumulation nécessaire. Cela est confirmé par l'existence d'une importante période d'altération généralisée précédant la période du dépôt des oolithes.

Les propriétés spéciales du fer et ses processus de mobilisation et d'immobilisation au cours du transport (MAIGNIEN, 1958) sont responsables d'un retard notable dans l'arrivée de cette phase dans la sédimentation : le fer s'attarde sur le continent. Ceci est indiqué par la place des oolithes ferrugineuses dans les séquences naturelles où l'épaisseur des dépôts détritiques qui précèdent le fer permettent d'évaluer l'importance du retard.

Il semble exister ainsi une certaine indépendance entre les séquences des phases chimiques et détritiques, les derniers termes de l'une pouvant se superposer aux premiers termes de l'autre.

Parmi les causes du retard du fer : mise en réserve sur le continent ou dans les bassins, lenteur du transport due aux changements d'états, il faut faire une place importante au climat et à ses variations au cours de la période transitoire entre l'altération et le dépôt.

Le fer est, en général, maintenu dans les zones littorales et les bassins intérieurs. On ne le trouve plus dans les bassins dits côtiers, sans doute trop éloignés du continent.

Le milieu paléogéographique qui semble favorable à la fois à l'élaboration de la structure en ooïdes et à la précipitation du fer est une mer en voie de disparition et de comblement. Le comblement, associé à une diminution de l'amplitude des ondulations tectoniques, provoque généralement un étalement du plan d'eau responsable de l'aspect transgressif des dépôts les plus élevés. Mais, en fait, l'apparition du fer dans la succession géochimique des éléments caractérise une régression ou une disparition sur place des conditions marines, qui accompagne l'installation d'un régime de sédimentation continentale.

En résumé, l'histoire géologique des gisements d'oolithes post-éocènes du Niger se présente de la manière suivante :

Ils ont été préparés au cours de la période d'altération des continents du début du Tertiaire.

La lente migration du fer au cours de l'Eocène a amené son déplacement massif du continent vers le bassin de sédimentation.

Le temps mis pour ce parcours a été long et, avant qu'il ne s'achève, l'érosion avait débuté. Le fer arrive ainsi dans un bassin en voie de disparition et de comblement où les conditions sont favorables à une précipitation chimique sous forme d'oolithes qui se mêlent à la phase déritique.

CHAPITRE VI

RÉSULTATS DES ANALYSES CHIMIQUES

Nous donnons dans ce chapitre le résultat de 130 analyses chimiques de roches sédimentaires et résiduelles et de 373 dosages particuliers effectués.

A partir des analyses, une composition approchée des roches a été calculée et figure en face des tableaux d'analyses, avec la provenance et la détermination sommaire des échantillons.

Les indications sur la méthode utilisée pour les calculs sont données dans l'article E (p. 525). Des remarques et interprétations suggérées par les analyses sont également données dans les divers chapitres.

Les analyses et dosages ont été groupés en 9 catégories (A à I) dont la liste est la suivante :

- A) Roches à kaolinite et alunite du massif de Termit
- B) Bauxites et kaolins d'Agadem
- C) Roches carbonatées
- D) Oolithes ferrugineuses et niveaux ferrugineux du massif de Termit
- E) Grès argileux et roches diverses
- F) Phase soluble dans l'eau des roches de Dambouda
- G) Dépôts salins
- H) Vanadium et uranium dans les roches (éléments en traces)
- I) Uranium et cuivre dans les eaux souterraines

(A)

**ROCHES A KAOLINITE ET ALUNITE
DU MASSIF DE TERMIT**

PROVENANCE ET DÉTERMINATION DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS

N°

- 3022 — Termit ouest (32 km au Nord)
Argile blanche (kaolin siliceux) assez franche, massive
Composition approchée calculée :
Kaolinite 62 %, silice 32 %
- 3083 — Termit sud — coupe C, niveau 28
Argile blanche légèrement micacée
Composition approchée calculée :
Kaolinite 60 %, silice 30 %. La présence de 0,58 % de K_2O est liée au mica détritique ou à de l'illite. Absence de SO_3 , donc d'alunite.
- 3085 — Termit sud — coupe C, niveau 36
Argile blanche massive, silteuse, un peu micacée
Composition approchée calculée :
Kaolinite 60 %, silice 35 %, alunite (traces, environ 1,5 %). La potasse en excès provient du mica détritique ou de l'illite.
- 3086 — Termit sud — coupe C, niveau 40
Argile silteuse massive blanc rosé à muscovite
Composition approchée calculée :
Kaolinite 60 %, silice 30 %. Présence de muscovite ou d'illite.
- 3087 — Termit sud — coupe C, niveau 42
Alunite pure onctueuse
Composition approchée calculée :
Alunite 82 %, kaolinite 13 %, silice 5 %
- 3088 — Termit sud — coupe C, niveau 43
Argile silteuse massive
Composition approchée calculée :
Kaolinite 51 %, silice 44 %. Traces d'alunite (moins de 1 %).
- 3089 — Termit sud — Coupe C, niveau 44
Alunite pure blanche
Composition approchée calculée :
Alunite 75 %, kaolinite 14 %
- 3090 — Termit sud — coupe C, niveau 45
Argile très finement gréseuse (quartz détritiques # 80 μ) à muscovite
Composition approchée calculée :
Quartz 35 %, kaolinite 55 %, alunite 6,6 %

ROCHES A KAOLINITE ET ALUNITE DU MASSIF DE TERMIT

Analyste : B. MARTINET — B. R. G. M. Dakar, 1960-1961

	3022	3083	3085	3086	3087	3088	3089	3090
SiO ₂	61,20	62,85	64,80	62,55	6,75	67,40	6,80	58,25
Al ₂ O ₃	24,50	23,05	22,75	24,00	37,35	20,40	36,30	24,45
Fe ₂ O ₃	0,80	1,30	1,15	1,45	0,15	1,50	0,30	0,85
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,03	0,08	0,04	0,04	0,01	0,03	0,01	0,03
MgO	0,08	0,20	0,08	0,12	0	0,12	0	0,16
CaO	1,10	0,56	0,39	0,17	0,17	0,28	0,28	0,17
Na ₂ O	0,15	0,10	0,10	0,07	1,02	0,07	1,27	0,17
K ₂ O	0,15	0,58	0,57	0,47	8,10	0,42	7,40	0,85
TiO ₂	1,20	2,00	2,20	1,80	0	1,60	0	1,60
P ₂ O ₅	0,10	0,10	0,05	0,10	0,46	0,05	0,66	0,05
Perte au feu H ₂ O ⁺	9,60	7,95	7,50	8,40	38,65	7,50	38,55	11,00
H ₂ O ⁻	1,55	0,55	0,25	0,40	0,02	0,55	0,40	1,00
SO ₃ total		0	0,60	0	31,80	0,24	28,85	2,56
Total	100,46							

PROVENANCE ET DÉTERMINATION DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS

N°

- 3091 — Termit sud — coupe C, niveau 49
Lit de kaolin rose
Composition approchée calculée :
Kaolinite 88 %, silice 8 %, alunite trace (moins de 2 %)
- 3092 — Termit sud — coupe C, niveau 51
Grès à sphères de kaolin
Composition approchée calculée :
Quartz 68 %, kaolinite 25 % (alunite traces)
- 3094 — Termit sud — coupe C, niveau 55
Kaolin blanc
Composition approchée calculée :
Kaolinite 75 %, silice (quartz) 20 % (alunite traces)
- 3095 — Termit sud — coupe C, niveau 57
Grès à fragments de kaolin
Composition approchée calculée :
Kaolin 38 %, quartz 57 % (alunite traces)
- 3096 — Termit sud — coupe C, niveau 64
Alunite gréseuse
Composition approchée calculée :
Alunite 42 %, kaolinite 38 %, quartz 10 %
La teneur en vanadium est de 150 ppm
- 3097 — Termit sud — Coupe C, niveau 65
Kaolin alunitique gréseux
Composition approchée calculée :
Kaolinite 52 %, quartz 28 %, alunite 12,4 %
- 3098 — Termit sud — coupe C, niveau 67
Kaolin alunitique gréseux
Composition approchée calculée :
Kaolinite 46,5 %, quartz 32 %, alunite 14 %
- 3099 — Termit sud — Coupe F, niveau 2
Kaolinite alunitique (tendance natroalunite)
Composition approchée calculée :
Kaolinite 70 %, alunite 30 %

ROCHES A KAOLINITE ET ALUNITE DU MASSIF DE TERMIT

Analyste : B. MARTINET — B. R. G. M. Dakar, 1960-1961

	3091	3092	3094	3095	3096	3097	3098	3099
SiO ₂	49,25	80,50	53,05	75,30	27,40	53,40	53,90	31,85
Al ₂ O ₃	34,70	10,25	31,75	15,70	35,00	25,75	23,60	39,65
Fe ₂ O ₃	0,80	1,60	0,75	0,60	0,45	1,25	0,70	0,55
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,02	0,008	0,002	0,002	0	0	0,005	0
MgO	0,04	0,04	0,08	0,12	0	0,04	0,04	0
CaO	0,17	0,33	0,33	0,33	0,28	0,28	0,22	0,34
Na ₂ O	0,06	0,10	0,13	0,10	1,05	0,45	0,25	0,90
K ₂ O	0,13	0,05	0,10	0,05	3,05	0,90	1,40	1,80
TiO ₂	0,40	0,30	1,05	0,95	0,90	2,60	1,10	0,65
P ₂ O ₅	0,10	0,08	0,06	0,06	0,66	0,40	0,32	0,68
Perte au feu	12,90	5,15	11,80	6,10	26,55	13,05	14,35	22,10
H ₂ O ⁻	0,15	0,90	0,65	0,40	0,50	0,45	0,40	0,40
SO ₃ total	0,72	traces	traces	traces	16,35 alun.	4,80 alun.	5,40 alun.	9,15 alun.
Total		99,30	99,75	99,71				

PROVENANCE ET DÉTERMINATION DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS

N°

- 3101 — Termit sud — coupe F, niveau 10
Kaolin violet pâle siliceux
Composition approchée calculée :
Kaolinite 52 %, quartz 40 %
- 3102 — Termit sud — coupe F, niveau 10
Kaolin en poches
Composition approchée calculée :
Kaolinite 94 %, silice 2,5 % (alunite traces)
- 3103 — Termit sud — coupe F, niveau 10
Remplissage de faille — roche ferrugineuse, noire, altérée, à taches jaunâtres
Composition approchée calculée :
Oxyde de fer et manganèse 25 % environ, kaolin 37 % environ, silice 36 % (alunite traces)
- 3104 — Termit sud — coupe F, niveau 10
Kaolin dans une faille
Composition approchée calculée :
Kaolinite 84 %, silice 10 % (alunite traces)
- 3106 — Termit sud — coupe F, niveau 16
Grès kaolineux à nodules d'alunite sphérique
Composition approchée calculée :
Kaolin 40 %, alunite 16 %, quartz 40 %
- 3107 — Termit sud — coupe F, niveau 19
Kaolin gréseux alunitifère
Composition approchée calculée :
Kaolinite 45 %, quartz 45 %, oxyde de fer et Mn 5 %, (alunite ≤ 2 %)
- 3110 — Termit sud — coupe F, niveau 21/22
Kaolin gréseux
Composition approchée calculée :
Kaolinite 79 %, quartz 13 %, oxyde de fer 4 % (alunite traces $\leq 1,75$ %)
- 3120 — Termit sud — coupe B, niveau 8
Argile grise micacée, silteuse
Composition approchée calculée :
Kaolinite 50 %, quartz 38 % (alunite traces $\leq 1,3$ %)

ROCHES A KAOLINITE ET ALUNITE DU MASSIF DE TERMIT

Analyste : B. MARTINET — B. R. G. M. Dakar, 1960-1961

	3101	3102	3103	3104	3106	3107	3110	3120
SiO ₂	64,15	46,50	52,00	50,25	59,40	66,15	50,10	62,90
Al ₂ O ₃	20,40	37,45	14,65	33,90	21,95	18,70	31,90	22,70
Fe ₂ O ₃	2,70	0,60	12,50	1,55	0,60	2,30	3,50	2,00
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,012	0,10	9,00	0,07	0,02	2,00	0,06	0,03
MgO	0,08	Tr.	Tr.	Tr.	0	0,05	Tr.	0,08
CaO	0,45	0,28	0,45	0,55	0,65	0,65	0,22	0,26
Na ₂ O	0,22	0,15	0,15	0,05	0,60	0,07	0,10	0,22
K ₂ O	0,10	0,10	0,20	0,05	1,30	0,15	0,05	0,60
TiO ₂	2,30	0,25	1,75	0,80	0,70	0,90	0,10	1,50
P ₂ O ₅	0,12	0,04	0,12	0,07	0,16	0,12	0,08	0,10
Perte au feu H ₂ O ⁺	8,25	13,75	8,15	12,50	13,50	7,75	12,45	7,75
H ₂ O ⁻	0,90	0,95	0,55	0,50	0,45	0,50	0,65	0,55
SO ₃	0	traces	traces	traces	6,00	0,60	traces	0,50
Total	99,68	100,17	99,52	100,29		99,94	99,21	99,20

PROVENANCE ET DÉTERMINATION DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS

N°

- 3121 — Termit sud — coupe B, niveau 9
Kaolin à zones noduleuses bariolées et à gros quartz
Composition approchée calculée :
Kaolinite 80 %, quartz 13,5 % (alunite traces)
- 3122 — Termit sud — coupe B, niveau 10
Kaolin bariolé à gros quartz
Composition approchée calculée :
Kaolinite 83 %, quartz 13 %
- 3123 — Termit sud — coupe B, niveau 11
Grès très grossier à ciment de kaolin pur
Composition approchée calculée :
Quartz 53,5 %, kaolin 44 %
- 3124 — Termit sud — coupe B, niveau 12
Kaolinite pure
Composition approchée calculée :
Kaolinite 96 %
(contient 115 ppm. de vanadium et des traces d'uranium)
- 3125 — Termit sud — coupe B, niveau 14
Conglomérat à gros quartz et fragments arrondis de kaolin. Ciment de kaolin pur.
Composition approchée calculée :
Kaolinite 80,6 %, quartz 15 %
- 3126 — Termit sud — coupe B, niveau 16
Grès argileux jaune à fragments de kaolin
Composition approchée calculée :
Kaolinite 46 %, quartz 49 %
- 3127 — Termit sud — coupe B, niveau 19
Grès à fin à ciment de kaolin et de natroalunite
Composition approchée calculée :
Quartz 60 %, kaolin 25 %, natroalunite 12 %
- 3128 — Termit sud — coupe B, niveau 20
Kaolin natroalunitique gréseux
Composition approchée calculée :
Quartz 8 %, kaolin 75 %, natroalunite 13 %

ROCHES A KAOLINITE ET ALUNITE DU MASSIF DE TERMIT

Analyste : B. MARTINET — B. R. G. M. Dakar, 1960-1961

	3121	3122	3123	3124	3125	3126	3127	3128
SiO ₂	51,15	51,60	74,15	44,90	52,55	70,60	71,45	43,15
Al ₂ O ₃	31,90	32,80	17,50	38,10	31,85	18,20	14,20	34,70
Fe ₂ O ₃	2,60	1,45	0,70	0,40	0,70	0,30	0,40	0,55
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,02	0,012	0,022	0	0,014	0,120	0,014	0,004
MgO	traces	traces	0,10	0,05	0,05	2,25	0,35	0,20
CaO	0,25	0,15	0,25	0,20	0,30	1,00	0,45	0,50
Na ₂ O	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,07	0,77	0,72
K ₂ O	0	0	0	0	0	0,06	0,24	0,40
TiO ₂	1,10	1,50	1,00	1,60	1,15	0,20	1,40	1,20
P ₂ O ₅	0,22	0,17	0,10	0,14	0,14	0,11	0,36	0,36
H ₂ O ⁺	11,70	11,65	6,35	13,85	11,80	6,60	8,45	15,45
H ₂ O ⁻	0,30	0,20	0,25	0,45	0,25	0,60	0,15	1,05
SO ₃	traces	0	0	0	0	traces	4,50	5,25
Total	99,29	99,58	100,47	99,75	98,85	100,11	-	B4 98,284

PROVENANCE ET DÉTERMINATION DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS

N°

- 3132 — Termit sud — coupe B (Nord-Ouest)
Kaolin natroalunitifère
Kaolin 76 %, natroalunite 18 %
- 3133 — Termit sud — coupe B (Nord)
Sphères d'alunite
Composition approchée calculée :
Alunite pure tendant vers une natroalunite
Les sphères d'alunite sont englobées dans un ciment gréseux, jaune et blanc.
Teneur en vanadium sphère 1 500 ppm, ciment blanc 500 ppm, ciment jaune 750 ppm.
- 3134 — Termit sud — coupe B (Nord)
Kaolin zoné très finement gréseux
Composition approchée calculée :
Kaolinite 82 %, quartz 8 %, alunite 8 %
- 3135 — Termit sud — coupe B (Nord)
Kaolin alunitique
Composition approchée calculée :
Kaolinite 81 %, alunite 12 %
- 3136 — Termit sud — coupe B (Nord)
Kaolin alunitifère, gréseux
Composition approchée calculée :
Kaolinite 76 %, quartz 10 %, alunite 9,4 %
- 3141 — Dougoulé — coupe L, niveau 33
Argile altérée ferrugineuse, poreuse
Composition approchée calculée
Kaolinite 70 %, oxyde de fer 14 %, silice 12 %
- 3147 — Nord de Dougoulé — coupe L, niveau 24
Argile blanche massive, silteuse, micacée
Composition approchée calculée :
Kaolinite 55 %, quartz 35 % (alunite traces < 1,3 %)
- 3154 — Synclinal au Nord de Dougoulé — coupe M, niveau 23
Silt argileux
Composition approchée calculée :
Kaolinite 31 %, quartz 60 % (sulfates traces)

ROCHES A KAOLINITE ET ALUNITE DU MASSIF DE TERMIT

Analyste : B. MARTINET — B. R. G. M. Dakar, 1960-1961

	3132	3133	3134	3135	3136	3141	3147	3154
SiO ₂	34,70	1,85	45,95	37,55	45,10	44,30	61,25	73,85
Al ₂ O ₃	38,90	35,70	35,30	38,50	33,55	27,70	22,25	12,40
Fe ₂ O ₃	0,60	0,15	0,65	1,05	1,20	14,00	2,60	1,40
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,008	0,008	0,004	tr.	0	0	0,015	0,020
MgO	0,32	0,12	0,12	0,12	0,08	-	0,24	0,15
CaO	0,35	0,40	0,20	0,35	0,40	-	0,34	0,45
Na ₂ O	1,20	3,90	0,30	0,39	0,38	-	0,13	0,10
K ₂ O	0,55	5,40	0,57	0,90	0,61	-	0,68	0,43
TiO ₂	1,40	0	1,50	1,30	2,25	0,70	2,40	2,20
P ₂ O ₅	0,56	0,76	0,40	0,60	0,62	-	0,16	0,16
H ₂ O ⁺	19,30	44,70	13,00	15,85	14,25	12,90	8,30	6,20
H ₂ O ⁻	0,20	0,05	0,35	1,20	0,70	-	0,85	0,50
Cr ₂ O ₃	-	0,01	-	-	-	-	-	-
V ₂ O ₅	-	0,50	-	-	-	-	-	-
SO ₃	7,60	32,50	3,10	4,70	3,65	-	0,50	0,20
Total						99,60	99,71	98,06

PROVENANCE ET DÉTERMINATION DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS

N°

- 3161 — Synclinal au Nord de Dougoulé — coupe M, niveau 38/39
Kaolin alunitique
Composition approchée calculée :
Alunite 37 %, kaolinite 44 %. La silice est déficitaire.
- 3163 — Synclinal au Nord de Dougoulé — coupe M, niveau 43
Argile grise massive, finement silteuse
Composition approchée calculée :
Kaolinite 48 %, quartz 45 %
- 3173 — Termit sud — (Est du campement)
Grès à débris et ciment de kaolin
Composition approchée calculée :
Quartz 48 %, kaolinite 45 % (sulfates : traces)
- 3174 — Termit sud — coupe H, niveau 1
Débris de kaolin dans un grès
Composition approchée calculée :
Kaolinite 76 %, quartz 19 % (sulfates : traces)
- 3176 — Termit sud — coupe H, niveau 3
Kaolin en veine dans un grès
Composition approchée calculée :
Kaolinite 72 %, quartz 23 % (sulfates : traces)
- 3177 — Termit ouest — Nord du campement (+ 19 m)
Kaolin alunitique
Composition approchée calculée :
Alunite (ou natroalunite) 20 %, kaolinite 65 %, quartz 7 %

ROCHES A KAOLINITE ET ALUNITE DU MASSIF DE TERMIT

Analyste : B. MARTINET — B. R. G. M. Dakar, 1960-1961

	3161	3163	3173	3174	3176	3177
SiO ₂	20,85	68,20	69,10	54,45	56,15	37,70
Al ₂ O ₃	38,45	19,15	17,70	30,10	28,70	34,00
Fe ₂ O ₃	2,60	2,10	1,80	0,95	0,45	1,25
FeO	-	-	-	-	-	-
MnO	0	0,030	0,005	0,005	0	0,020
MgO	0	0,05	0,05	0,05	0,05	0
CaO	0,35	0,35	0,30	0,70	0,35	0,55
Na ₂ O	0,70	0,09	0,08	0,06	0,05	1,20
K ₂ O	3,25	0,11	0,02	0	0	1,40
TiO ₂	2,40	2,50	1,40	1,00	1,00	0,10
P ₂ O ₅	0,56	0	0,10	0,13	0,15	0,50
H ₂ O ⁺	26,20	6,50	7,20	10,80	10,95	20,50
H ₂ O ⁻	0,40	0,35	0,35	0,90	0,40	1,50
SO ₃	13,95	0	traces	traces	traces	7,85
Total		99,43	98,105	100,145	98,25	-

REMARQUES SUR LES ANALYSES CHIMIQUES DES KAOLINITES ET ALUNITES DU MASSIF DE TERMIT

- 1° TiO₂, abondant dans les kaolins (environ 2 %) disparaît dans les alunites pures, mais se maintient partiellement dans les alunites gréseuses et dans les natroalunites impures.
- 2° P₂O₅ est au contraire plus abondant dans les alunites que dans les kaolins.
- 3° La teneur en fer est toujours faible (1 % de Fe₂O₃) et correspond à un appauvrissement notable par rapport à la moyenne régionale.

(B)

BAUXITES ET KAOLINS D'AGADEM

Analyste : M. STROMBONI — D. F. M. G. Dakar, 1954

	991	992	1025
SiO ₂	41,70	30,40	45,95
Al ₂ O ₃	40,65	41,40	37,30
Fe ₂ O ₃	1,85	11,50	1,05
CaO	1,70	0,80	0,75
MgO	0,15	0,35	0,40
CO ₂ + H ₂ O ⁺	13,80	15,40	13,55
H ₂ O ⁻	0,15	0,20	0,10

991 — Agadem : bauxite pisolithique blanche

992 — Agadem : bauxite pisolithique rouge (gibbsite dominante aux rayons X associée à kaolinite)

1025 — Kaolin très pur massif (kaolinite aux rayons X)

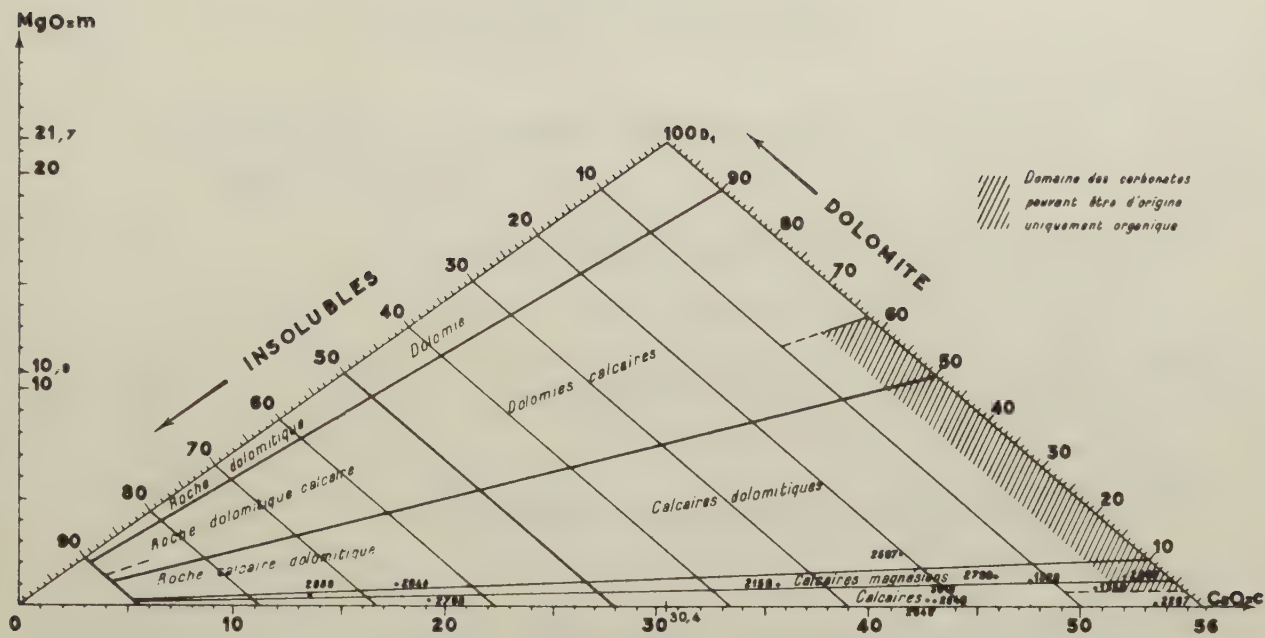


FIG. 176. — Représentation graphique des roches calcaires.
(Diagramme de MARTINET et SOUGY. 1957).

(C)

ROCHES CARBONATÉES

- Calcaires crétacés inférieurs
- Calcaires marins cénomano-turonien
- Calcaires lacustres quaternaires

PROVENANCE ET DÉTERMINATION DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS

N°

- 1320 — Alanlara (20 km à l'Ouest de l'Arbre du Ténéré)
Calcaire gris légèrement magnésien (Crétacé supérieur)
Composition calculée :
Calcite 82 %, dolomite 4,6 %, insoluble 13,4 %
- 1360 — Kafra (cuvette)
Calcaire lacustre à roseaux (Quaternaire)
Composition calculée :
Calcite 88,4 %, dolomite 3,68 %, insoluble 8 %
- 2039 — Azaouageur (au Sud)
Tuf calcaire, légèrement magnésien à Gastéropodes (Quaternaire)
Composition calculée :
Calcite 90,0 %, dolomite 5,3 %, insoluble 4,7 %
- 2044 — Alanlara
Grès très fin, silteux, à ciment de calcaire dolomitique (Cénomanién)
Composition calculée :
Calcite 28,4 %, dolomite 5,3 %, insoluble 66,3 %
- 2150 — Ouest de Tazolé
Calcaires magnésien en nodule dans des argiles montmorillonitiques (Crétacé inférieur)
Composition calculée :
Calcite 61 %, dolomite 4,9 %, insoluble 34,0 %
- 2207 — Nord-Nord-Est d'Achegour
Calcaire gris beige à sections d'Ammonites (Cénomano-Turonien)
Composition calculée :
Calcite 92,4 %, dolomite 2,5 %, insoluble 5,1 %
- 2247 — Sud d'Elrhas
Calcaire magnésien gris noduleux gréseux, à débris d'os et de dents (formation d'Elrhas, Crétacé inférieur)
Composition calculée :
Calcite : 47,8 %, dolomite 4,0 %, insoluble 48,2 %
- 3010 — Kandel Bouzou (puits)
Calcaire gris impur légèrement magnésien
Composition calculée :
Calcite 74,0 %, dolomite 4,6 %, insoluble 21,4 %

ROCHES CARBONATÉES

Analystes : M. STROMBONI (n°s 1320, 1360) — B. MARTINET (autres échantillons)

	1320	1360	2039	2044	2150	2207	2247	3010
Insoluble siliceux	12,25	2,70	4,07	63,45	29,03	3,38	37,63	13,30
Al ₂ O ₃	} 1,25	} 2,10	} 0,67	} 1,36	} 1,70	} 1,66	} 4,54	
Fe ₂ O ₃								
FeO	-	-	-	-	-	-	-	1,60
MnO	-	-	0,20	1,20	-	-	-	1,70
MgO	1,00	0,80	1,17	1,15	1,06	0,55	0,87	1,02
CaO	47,35	50,65	52,00	17,51	35,72	52,50	30,35	42,75
Na ₂ O	-	-	0,23	1,16	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	0,23	0,15	-	-	-	-
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	traces	1,90	0,04	0,09	-	-	-	-
CO ₂ +H ₂ O ⁺	34,25	39,15	41,65	14,02	30,84	41,44	23,29	35,50
H ₂ O ⁻	0,20	0,35	0,12	0,22	0,96	0,08	0,68	-
Total dosé	96,30	97,65	99,38	100,31	99,28	99,61	97,36	95,87

PROVENANCE ET DÉTERMINATION DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS

N°

- 2507 — Est de Wouringäi
Calcaire dolomitique lacustre (Quaternaire)
Composition calculée :
Calcite 67,50 %, dolomite 11,4 %, insoluble 21,1 %
- 2790 — Cheffadène (23 km ESE)
Calcaire magnésien blanc gris crème à Ammonites (Turonien inférieur)
Composition calculée :
Calcite 78,6 %, dolomite 5,9 %, insoluble 15,5 %
- 2798 — Cheffadène (23 km ESE)
Grès fin calcaire gris beige clair à *Pseudotissotia* (Turonien inférieur)
Composition calculée :
Calcite 33,7 %, dolomite 0,9 %, insoluble 65,4 %
- 2836 — Est de Cheffadène
Lumachelle à *Neolobites* (Cénomaniens supérieur)
Composition calculée :
Calcite 0,9 %, dolomite 0,2 %, insoluble 98,9 % (oxyde de fer et silice)
- 2840 — Est de Cheffadène
Calcaire gris beige à *Nigericeras* (Turonien inférieur)
Composition calculée :
Calcite 75,5 %, dolomite 2,4 %, insoluble 22,1 %
- 2848 — Est de Cheffadène
Calcaire argileux à *Nigericeras* (Turonien inférieur)
Composition calculée :
Calcite 74,1 %, dolomite 3,5 %, insoluble 22,4 %
- 2858 — Ouest de Cheffadène
Grès très fin calcaire verdâtre
Composition calculée :
Calcite 23,2 %, dolomite 1,5 %, insoluble 75,3 %

	2507	2790	2798	2836	2840	2848	2858
Soluble HCl N/10							
Fe ₂ O ₃	1,54	1,26	0,88	1,32	0,67	1,28	3,00
MgO	2,50	1,30	0,20	0,04	0,52	0,75	0,32
CaO	41,30	45,84	19,13	0,58	43,00	42,77	13,47
Total	45,34	48,40	20,21	1,94	44,19	44,80	16,79
Insoluble HCl N/10							
SiO ₂	7,17	7,25	58,54	32,60	7,68	7,72	60,40
Al ₂ O ₃	1,57	2,43	1,65	1,80	4,32	5,10	3,51
Fe ₂ O ₃	5,37	2,10	1,38	52,55	3,85	4,41	2,98
MgO	0,49	0,24	0,31	0,03	0,37	0,32	0,63
CaO	0,35	0,60	0,40	0,32	0,26	0,40	0,35
TiO ₂	traces	traces	0,40	0,40	traces	0	0
Total	14,95	12,62	62,68	87,70	16,48	17,95	67,87
Insoluble calciné	15,70	12,67	63,35	89,58	17,10	18,25	68,45
<u>Autres dosages effectués sur brut</u>							
MnO	1,20	0,45	0,15	0,03	0,50	0,60	0,25
P ₂ O ₃	1,00	0,20	0,10	0,15	0,10	0,20	1,80
Perte au feu	35,40	37,75	16,62	8,75	36,20	35,65	11,65
Humidité	0,58	0,22	0,23	0,32	0,52	0,52	0,55
Total	38,18	38,62	17,10	9,25	37,32	36,97	14,25
Total dosé	98,47	99,64	99,99	98,89	97,99	99,72	98,91

Remarque

Les calcaires impurs sont souvent associés à des argiles de type montmorillonitique. Il est possible qu'une part du Mg provienne de ces minéraux et ne soit pas sous forme de carbonate.

(D)

**OOBITHES FERRUGINEUSES ET NIVEAUX FERRUGINEUX
DU MASSIF DE TERMIT**

PROVENANCE ET DÉTERMINATION DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS

N°

- 3063 — Termit ouest — coupe N, niveau 154 (sommets)
Oolithe ferrugineuse indurée, oolithes homogènes < 1 mm
Fer métal : 55,44 %
Séparation à l'électro-aimant : goethite 75 % environ et hématite brune
- 3112 — Termit sud — coupe F, niveau 27
Pisolithe ferrugineuse riche en manganèse (5 à 10 mm) avec ciment gréseux et ferrugineux
Fer métal : 34,72 %, manganèse 15,60 %
- 3113 — Termit sud — coupe F, niveau 30
Oolithe et pisolithe (2 mm, 5 mm) ferrugineuses à ciment gréseux et ferrugineux
Fer métal : 47,6 %
- 3114 — Termit sud — coupe F, niveau 31
Sphères ferrugineuses à structure concentrique (5 à 10 cm de diamètre) dans l'oolithe ferrugineuse
Fer métal : 50,68 %
- 3130 — Termit sud — coupe B, niveau 29
Oolithe ferrugineuse gréseuse (oolithes, pisolithes et quartz détritique)
Fer métal : 35,84 %
- 3137 — Termit sud (10 km WNW)
Gravillon de grès ferrugineux latéritique quaternaire (imprégné de sels)
Fer métal : 22,4 %
Composition approchée :
Silice 40 %, kaolinite 20 %, oxyde de fer 32 %
- 3141 — Nord de Dougoulé — coupe L, niveau 33
Argile jaune à rose altérée, poreuse
Composition approchée calculée :
Kaolinite 70 %, silice 12 %, oxyde de fer 17 %
- 3142 — Nord de Dougoulé — coupe L, niveau 31
Oolithe ferrugineuse, fine, rouge sombre, indurée
Fer métal : 50,12 %
Le calcul de la composition approchée donne environ 14 % de kaolinite et 4 % d'alumine libre non combinée à la silice déficitaire.

Analystes : B. MARTINET et P. ETIENNE — B. R. G. M. Dakar, 1960-1961

	3063	3112	3113	3114	3130	3137	3141	3142
SiO ₂	1,25	4,70	8,70	1,75	32,30	48,50	44,30	6,80
Al ₂ O ₃	5,80	-	-	-	-	7,80	27,70	9,90
Fe ₂ O ₃	79,20	49,60	68,00	72,40	51,20	32,00	14,00	71,60
MnO	0,20	15,60	3,30	1,80	0,65	0,20	0	0,30
TiO ₂	0,40	-	-	-	-	0,65	0,70	0,70
H ₂ O ⁺	12,50	13,75	11,85	11,90	10,00	8,80	12,90	10,00
H ₂ O ⁻	-	0,45	1,90	3,00	1,30	-	-	-
Total dosé	99,35	84,10	93,75	90,85	95,45	97,95	99,60	99,30

PROVENANCE ET DÉTERMINATION DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS

N°

- 3143 — Nord de Dougoulé — coupe L, niveau 31
Oolithe ferrugineuse, fine, rouge, tendre, non cimentée, très pure
Fer métal : 55,16
- 3148 — Nord de Dougoulé — coupe L, niveau 25
Dalle de grès à ciment ferrugineux et débris végétaux (palmiers possibles)
Trace de carbone — fer métal : 26,88 %
Composition approchée calculée :
Kaolinite 11,6 %, quartz 46,5 %, oxyde de fer 40,5 %
- 3155 — Nord de Dougoulé — coupe M, niveau 28
Oolithe ferrugineuse très fine (< 1 mm) rouge grenat à noir, peu de quartz détritique et tubulures
Fer métal : 52,64 — alumine libre possible ($\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{SiO}_2$)
- 3160 — Nord de Dougoulé — coupe M, niveau 38
Oxyde de fer scoriacé (en zones verticales d'accumulation)
Composition approchée calculée :
Kaolinite 13,4 %, silice 25 %, oxyde de fer hydraté 58 %
- 3164 — Nord de Dougoulé — coupe M, niveau 47 (sommet)
Oxyde de fer dense à zones finement gréseuses
Fer métal : 44,8 %
Composition approchée calculée :
Kaolinite (possible) 21,4 %, silice 3 %, oxyde de fer hydraté 74 %
- 3169 — Termit sud — coupe G, niveau 4
Conglomérat ferrugineux
Fer métal : 49,84
Composition approchée calculée :
Kaolinite 18,6 %, silice 3,3 %, oxyde de fer hydraté 77 %
- 3170 — Termit sud — coupe C, niveau 5
Oolithe ferrugineuse, dure, noire
Fer métal : 52,92.
Composition approchée calculée :
Kaolinite 11 %, oxyde de fer hydraté 87 %
- 3178 — Termit sud — Nord du camp
Pisolithes ferrugineuses à ciment d'oolithe ferrugineuse gréseuse
Fer métal : 53,48
Composition approchée calculée :
Kaolinite 4,8 %, silice 3,2 %, oxyde de fer hydraté 87 %

	3143	3148	3155	3160	3164	3169	3170	3178
SiO ₂	2,05	51,90	5,10	31,00	12,95	12,00	5,10	5,50
Al ₂ O ₃	2,90	4,60	6,80	5,30	8,45	7,35	4,40	1,90
Fe ₂ O ₃	78,80	38,40	75,20	53,60	64,00	71,20	75,60	76,40
MnO	0,20	0	0,20	0	0,20	0,40	0,60	2,70
TiO ₂	0,60	0,60	0,90	2,80	0,55	0,65	0,30	0,50
H ₂ O	11,85	3,80	11,65	6,60	12,90	6,85	13,70	11,90
Total dosé	96,40	99,30	99,85	99,30	99,05	98,45	99,70	98,90

PROVENANCE ET DÉTERMINATION DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS

N°

3153 — (Voir tableau d'analyse complète)

Nord de Dougoulé — coupe M, niveau 21

Argile terreuse brunâtre à très fines oolithes ferrugineuses

N° 3153 a (fines) : Ciment argileux (20 % du total environ)

Composition approchée

Minéraux phylliteux possibles 3 %

Kaolinite 50 % (35 à 65 % alumine libre possible)

Oxyde de fer hydraté 32 %

Quartz 10 %

N° 3153 b (gros) : Oolithes partiellement isolées (80 % du total environ)

Composition approchée :

Kaolinite 23 %, quartz 5 %, oxyde de fer hydraté 67 %

La roche est donc une oolithe ferrugineuse avec quelques quartz détritiques à ciment kaolinique ferrugineux.

1877 — Nord du massif de Termit

Argile rose tendre à oolithes ferrugineuses

Composition approchée calculée :

Kaolinite 39 %, quartz 8 %, oxyde de fer hydraté 45 %, divers 8 %

	3153 a (fines)	3153 b (gros)	1877
SiO ₂	31,15	16,15	26,70
Al ₂ O ₃	26,45	9,40	15,50
Fe ₂ O ₃	26,00	58,20	38,60
FeO	traces	traces	-
MnO	0,13	0,14	-
MgO	0,15	0,05	0,48
CaO	0,10	0,80	0,52
Na ₂ O	0,10	0,10	-
K ₂ O	0,29	0,12	-
TiO ₂	2,10	0,90	0,80
P ₂ O ₅	0,68	1,50	1,50
H ₂ O ⁺	12,40	11,60	
H ₂ O ⁻	0,50	0,90	
V	0,050	0,065	
Total	100,10	99,92	
Insoluble dans l'acide fluorhydrique	10,15	5,80	
SiO ₂ dans cet insoluble	9,65	4,55	
Al ₂ O ₃ soluble dans NaOH. N	24,20	4,05	
% du brut	20	80	

OOLITHE FERRUGINEUSE DU KOUTOUS

Analyste : B. MARTINET — D. F. M. G. Dakar, 1953

	303
Insoluble	2,00
Al ₂ O ₃	9,20
Fe ₂ O ₃	81,30
Mn	T
Perte au feu	2,55
Total dosé	95,05

303 — Nord de Kellé (Boulakoura) : Oolithe ferrugineuse

PROVENANCE ET DÉTERMINATION DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS

N°

- 985 — Homodji (déblais du puits 5,20 m)
Sable à ciment vert pâle (Quaternaire probable)
Sable siliceux 93,86 %, ciment vert 5,078 %, humidité 0,40 %, perte au feu 0,80 %
L'analyse est rapportée au ciment vert seul
Minéral indéterminé proche d'une illite (?) ferrifère
- 1038 — Agadem (Sud du massif)
Grès glauconieux (Sénonien)
Analyse de la glauconie triée
- 2648 — 29 km N-W de Séguédine
Plaque ferrugineuse, à traces végétales (Crétacé supérieur), hématite siliceuse
- 2654 — 20 km au N-W du pic Zumri (Séguédine) (Crétacé supérieur)
Plaque ferrugineuse à empreintes de feuilles (silt à ciment ferrugineux), roche dure. Soumise à HCl se décolore en quelques jours et devient tendre.
- 2810 — 14,4 km à l'Est de Cheffadène
Dalle ferrugineuse noire mate (Cénomanién altéré)
- 2866 — 27 km WSW de Cheffadène
Plaque ferrugineuse chamois indurée
Composition approchée calculée :
Kaolinite 23 %, hématite 37 %, silice 20 %
- 2836 — Est de Cheffadène
Lumachelle à Néolobites
(Voir l'analyse donnée avec les autres lumachelles calcaires p. 430).

Analyste : B. MARTINET — S. G. P. M. Dakar, 1958-1959

	985	1038	2648	2654	2810	2866
SiO ₂	45,00	45,65	34,65	60,35	11,15	42,55
Al ₂ O ₃	16	7,40	1,23	1,18	2,39	9,08
Fe ₂ O ₃	8,7	22,00	58,75	32,52	67,66	37,43
FeO	-	traces	-	-	-	-
MnO	-	0,02	0,22	0,11	1,90	0,05
MgO	2,7	2,35	0,10	0,05	1,45	0,24
CaO	0,9	0,60	0,60	0,50	2,55	1,37
Na ₂ O	2,4	0,20	-	-	-	-
K ₂ O	6,35	3,50	-	-	-	-
TiO ₂	0,8	-	traces	traces	traces	0,80
P ₂ O ₅	-	0,16	-	-	1,50	0,25
H ₂ O ⁺	12,7	17,05	4,15	4,10	7,45	7,34
H ₂ O ⁻	6,35	-	0,15	0,25	1,95	0,41
Charbon			présent		présent	
Total dosé	101,90	98,93	99,83	99,06	98,00	99,52

(E)

GRÈS ARGILEUX ET ROCHES DIVERSES

- Argiles
- Grès argileux
- Grès calcaire
- Grès feldspathiques
- Phosphate pyriteux
- Alluvions
- Diatomites

ROCHES SÉDIMENTAIRES

Analyste : B. MARTINET — B. R. G. M. Dakar, 1961

Insoluble : Résidu de l'attaque à l'acide pyrophosphorique, acide fluoborique (Méthode TALVITTE)

SiO₂ libre : SiO₂ dans cet insoluble

SiO₂ combiné : différence avec SiO₂ total

COMPOSITION MOYENNE ADOPTÉE POUR QUELQUES MINÉRAUX

	Kaoli- nite	Alu- nite	Illite	Musco- vite	Orthose	Montmo- rillonite	Attapul- gite	Sépio- lite
SiO ₂	46,52	0	51,9	45,23	64,7	52	53	54
Al ₂ O ₃	39,54	37	35,3	38,44	18,4	18	11	0,5
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0	2	2,6	0
MgO	0	0	0	0	0	4	6,5	24
CaO	0	0	0	0	0	2,3	4,6	1
K ₂ O	0	11,35	8,1	11,81	16,9	0,3	0	0
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0,2	0	0
H ₂ O	13,94	13,05	4,7	4,52	0	±20	21,5	20
SO ₃	-	38,60	-	-	-	-	-	-
Rapports en poids								
$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	1,17	0	1,47	1,18	3,51	2,88	4,8	# 68
$\frac{\text{Cations}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	0	3,96	0,23	0,30	0,94	5,55	1,3	# 29

Remarque

Le calcul quantitatif de la composition minéralogique est fait d'une façon très approximative pour donner un ordre de grandeur relatif des différents constituants. Les quantités sont cependant exprimées en pourcentages donnés par le calcul, mode d'expression plus commode que des locutions verbales; ces chiffres sont sans doute valables à 5 ou 10 % près.

Le calcul a été conduit en tenant compte des minéraux observés à l'œil ou au microscope. Cependant, dans certains cas, des minéraux « virtuels » peuvent avoir été introduits.

En premier lieu, la potasse et la soude sont attribuées aux feldspaths et aux micas détritiques s'ils existent. La différence entre l'« insoluble » et la silice libre donne une idée de la quantité de feldspaths et de micas non altérés possibles.

La potasse supplémentaire est introduite dans l'illite (8 % de K_2O) en fonction de l'alumine et de la silice combinée disponibles.

La silice combinée ou l'alumine restantes sont attribuées à la kaolinite dans la proportion de 1,17.

La silice libre est attribuée au quartz si celui-ci est visible.

Si le Mg est important, de la montmorillonite (4 % Mg) est formée en l'absence de carbonate pouvant donner de la dolomite.

En général, ces quelques opérations laissent un résidu faible (oxyde de fer, minerais). L'excès des éléments combinés non introduits dans les minéraux choisis est en général de quelques pour cent. S'il est supérieur, il convient de recommencer les opérations en choisissant des minéraux mieux adaptés, en se basant sur les rapports SiO_2/Al_2O_3 , Cations/ Al_2O_3 , Cations/ SiO_2 connus de ces minéraux et ceux donnés par l'analyse.

Un minimum de bon sens conduit généralement à proposer une composition relativement équilibrée qui peut correspondre approximativement à la constitution de la roche. Il convient cependant d'être prudent dans l'interprétation de cette composition si la présence effective des minéraux n'a pas été, au préalable, vérifiée au microscope ou aux rayons X.

Nous donnons ci-contre un tableau de composition moyenne adoptée pour différents minéraux.

ROCHES SÉDIMENTAIRES DIVERSES

Origine et nature des échantillons analysés. Essai de calcul de la composition approchée.

N°

- 3312 — Ouaouiram (puits)
Grès argileux réticulé, rouge à zones gris verdâtre
Composition approchée calculée :
Quartz 55 %, kaolinite 25 %, illite 10 %, oxyde de fer 5 %, divers 5 %.
- 3313a — Ouaouiram (puits)
Grès grossier feldspathique bariolé. Analyse de la partie bariolée rouge violacé.
Composition approchée :
Quartz 72 %, feldspaths, illite 10 %, kaolin 8 %, divers 10 %
- 3313b — Ouaouiram (puits)
Grès grossier feldspathique bariolé. Analyse de la partie blanche. (Même échantillon que le précédent n° 3313a).
Composition approchée :
Quartz 63 %, feldspaths, illite 20 %, divers 17 %
(La teinte rouge des bariolures (3313a) ne correspond qu'à 0,35 % de Fe_2O_3 en plus et 0,01 de MnO en plus)
- 3314 — Ouaouiram (5 km à l'Est)
Sable roux récent (sol)
Composition approchée :
Quartz 89 %, feldspaths, micas, illite 7 %, divers 4 %
- 3319 — Yambaloua (puits)
Argile violette massive gréseuse
Composition approchée :
Quartz 32 %, illite 40 %, montmorillonite 18 %, divers 10 %
- 3321 — Mont. Kartchaka (affleurement)
Argile grise à vert très pâle, légèrement feuilletée
Composition approchée :
Silice 13 %, illite 22 %, montmorillonite 33 %, kaolinite 15 %, oxyde de fer 5 %, divers 12 %
- 3324 — Louletan (puits)
Grès feldspathique à ciment calcaire
Composition approchée :
Quartz 65 %, calcite 17 %, feldspaths, illite 15 %, divers 3 %
- 3343 — Farak (falaise)
Argile grise
Composition approchée :
Silice 28 %, montmorillonite 20 %, illite 18 %, kaolinite 25 %, divers 9 %

	3312	3313 a	3313 b	3314	3319	3321	3324	3343
SiO ₂	72,75	83,80	81,55	92,70	67,00	53,65	74,45	56,55
Al ₂ O ₃	13,10	7,20	8,20	2,50	14,50	18,20	3,80	19,40
Fe ₂ O ₃	4,10	1,20	0,85	0,70	3,40	5,10	0,80	3,80
FeO	0,36	0,36	0,41	0,36	0,20	0,09	0	0
MnO	0,017	0,020	0,01	0,015	0,022	0,03	0,35	0,025
MgO	0,16	0,08	0,16	0,04	0,50	1,45	tr.	0,80
CaO	0,28	0,22	0,36	0,11	0,85	1,10	9,55	1,00
Na ₂ O	0,15	0,43	0,60	0,10	0,95	0,26	0,52	0,18
K ₂ O	1,07	3,00	3,20	0,48	4,10	1,82	2,05	1,48
TiO ₂	0,80	0,40	1,00	0,65	0,10	0,10	0,10	1,00
P ₂ O ₅	0,12	0,10	0,03	0,02	0,08	0,05	0,04	0,10
H ₂ O ⁺	5,30	1,70	2,10	0,95	3,95	7,20	0,50	8,35
H ₂ O ⁻	1,40	0,55	1,10	0,30	3,40	10,10	0,15	6,75
CO ₂	-	-	-	-	-	-	7,50	-
Total	99,61	99,06	99,57	98,92	99,05	99,15	99,81	99,435
Insoluble	58,70	79,30						
SiO ₂ libre	55,50	71,70						
SiO ₂ combinée	17,25	12,10						

N°

- 3348 — In-Assamed
Grès grossier roux à stratification entrecroisée
Composition approchée :
Quartz 85 %, feldspaths, illite, kaolinite 10 %, divers 5 %
- 3352 — Birgi (Est de la piste de Tanout)
Grès grossier blanc feldspathique argileux
Composition approchée :
Quartz 72 %, feldspaths 10 %, illite, kaolinite 10 %, divers 8 %
- 3358 — Dambouda (Ouest de Zinder)
Argile ferrugineuse altérée
Composition approchée :
Silice 17 %, kaolinite 45 %, illite (?) 12 %, oxyde de fer hydraté 12 %, divers 14 %
- 3359 — Dambouda (Ouest de Zinder)
Tubulure d'oxyde de fer argileux
Composition approchée :
Silice 14 %, kaolinite 40 %, oxyde de fer hydraté 35 %, illite (?) 5 %, divers 6 %
- 3360 — Dambouda (Ouest de Zinder)
Grès argileux altéré blanc jaunâtre à bariolures roses
Composition approchée :
Silice 42 %, kaolinite 53 %, divers 5 %
- 3361 — Dambouda (Ouest de Zinder)
Kaolin impur rose
Composition approchée :
Kaolinite 85 %, silice 4 %, oxyde de fer hydraté 7 %, divers 4 %
- 3362 — Dambouda (Ouest de Zinder)
Grès argileux clair
Composition approchée :
Quartz 40 %, kaolinite 55 %, divers 5 %
- 3363 — Dambouda (Ouest de Zinder)
Kaolin gréseux rose
Composition approchée :
Quartz 11 %, kaolinite 72 %, oxyde de fer hydraté 10 %, divers 7 %

(1) L'analyse de la fraction soluble dans l'eau de cette roche et des suivantes est donnée plus loin. Elle comprend une fraction prédominante de nitrates.

	3348	3352	3358	3359	3360	3361	3362	3363
SiO ₂	91,65	84,85	42,70	32,15	67,60	42,70	65,40	43,20
Al ₂ O ₃	3,50	8,00	22,45	18,45	20,20	33,40	22,00	29,20
Fe ₂ O ₃	0,90	0,60	9,90	30,80	2,40	6,10	2,90	8,90
FeO	0,27	0,27	0	0	0,18	tr.	0,09	tr.
MnO	0,008	0,010	0,02	0,027	0,012	0,015	0,045	0,032
MgO	tr.	tr.	0,20	0,20	tr.	tr.	tr.	0,08
CaO	0,11	0,11	0,28	0,50	0,11	0,22	0,17	0,28
Na ₂ O	0,08	0,26	0,35	0,24	0,07	0,10	0,08	0,14
K ₂ O	0,65	2,75	0,90	0,43	0,14	0,22	0,13	0,20
TiO ₂	0,60	0,10	0,95	0,75	1,00	1,70	0,80	1,50
P ₂ O ₅	0,025	0,035	0,11	0,15	0,04	0,09	0,10	0,15
Perte au feu								
H ₂ O ⁺	1,40	1,65	15,90	12,50	7,60	13,20	8,05	12,00
H ₂ O ⁻	0,30	0,25	5,80	3,65	0,80	1,70	0,60	2,15
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	99,493	98,885	99,56	99,847	100,152	99,445	99,675	97,832
Insoluble	87,10	75,30	16,85	14,10	42,70		40,55	11,40
SiO ₂ libre	85,20	72,10	16,55	13,70	42,10		40,00	10,90
SiO ₂ combinée	6,45	12,75	26,15	18,45	25,50		25,40	32,30

3364 — Dambouda (Ouest de Zinder)

Kaolin gréseux légèrement altéré, bariolé rose et blanc

Composition approchée :

Quartz 37 %, kaolinite 53 %, oxyde de fer 5 %, divers 5 %

1267 — 18 km au Sud de Tanout (route de Zinder)

Lit d'oxyde de fer et de manganèse dans les argiles sous les lumachelles du Crétacé supérieur
(faux « lignite »)

Composition approchée calculée :

Oxyde de fer hydraté 40 %, oxyde de manganèse 27 %, kaolin 15 %, silice 9 %, calcite 5 %.

	3364	1267
SiO ₂	62,45	16,00
Al ₂ O ₃	20,55	6,00
Fe ₂ O ₃	5,10	35,80
FeO	0	-
MnO	0,032	21,50
MgO	0,04	6,95
CaO	0,14	2,90
Na ₂ O	0,06	0,45
K ₂ O	0,10	0,80
TiO ₂	1,20	-
P ₂ O ₅	0,11	-
Perte au feu	8,20	12,45
H ₂ O	0,75	-
CO ₂	-	-
Total	98,732	
Insoluble	38,20	
SiO ₂ libre	37,00	
SiO ₂ combinée	25,45	

N°

- 29 — Puits de Fouroumi (N-W de Ouatcha, Damagaram)
Sable jaune verdâtre (alluvions récentes)
Composition approchée :
Quartz 77 %, oxyde de fer hydraté 13 %, divers 10 %
- 311 — Puits de Toreram (Arguis), (Est de Gouré) (déblais de puits)
Limons noirs lités
Composition approchée :
Silice 52 %, oxyde de fer hydraté 10 %, argiles ? 20 %, matière organique et divers 18 %
- 336 — Mare de Naï (Nord de Mainé Soroa)
Diatomite blanche légèrement silicifiée
(Silice 75 % environ), calcaire
- 1815 — Grein
Remplissage de tubulures dans les grès
Kaolinite assez pure
- 3013 — 47 km à l'ENE de Kandel Bouzou
Limon noir à diatomées à fragments charbonneux (1 %)
(âge : 4 950 ans B. C.)
Composition approchée :
Silice 70 %, kaolinite 12 %, divers 18 %
- 3075 — Aschia Tinamou (puits)
Conglomérat → phosphaté calcaire de débris d'os de poissons à ciment pyriteux
Composition approchée :
Phosphate de chaux 45 %, calcite 28 %, pyrite 14 %, silice 3 %, gypse 3 %, divers 7 %.

ROCHES SEDIMENTAIRES DIVERSES

Analyste : B. MARTINET, S. G. P. M., Dakar

	29	311	336	1815	3013		3075
SiO ₂	79,50	61,00	75,10	42,85	75,05	SiO ₂	3,10
Al ₂ O ₃	2,00	4,45	0,85	36,85	5,05	Al ₂ O ₃	traces
Fe ₂ O ₃	10,00	8,30	4,80	0	1,60	Fe	7,35
FeO	-	-	-	0	-	S	6,75
MnO	-	-	-	-	0,03	MnO	0,65
MgO	0,65	0,25	0,75	1,65	0,20	MgO	1,05
CaO	1,20	1,20	1,25	1,15	1,60	CaO	42,10
Perte au feu	6,35	25,20	10,90	-	-	P ₂ O ₅	20,0
Na ₂ O	-	-	-	non dosé	0,38	H ₂ O ⁺	?
K ₂ O	-	-	-	- " -	0,63	H ₂ O ⁻	1,00
TiO ₂	-	-	-	0	0,45	CO ₂	12,60
CO ₂ + H ₂ O ⁺	-	-	-	14,15	9,10	SO ₃	1,90
P ₂ O ₅	-	-	-	-	0,06	Perte au feu	(5,85)
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	2,60		
Total	99,70	100,40	93,65	96,65			

(F)

PHASE SOLUBLE DANS L'EAU DES ROCHES DE DAMBOUDA

(Ouest de Zinder)

Un échantillon de kaolin rouge provenant d'un nodule inclus dans des grès argileux, prélevé dans la falaise de Dambouda s'est révélé riche en matière soluble dans l'eau. En atmosphère humide, l'échantillon se couvre d'eau à goût très amer, concentrée par un produit hygroscopique.

L'analyse de la fraction soluble représentant plus de 20 % de l'échantillon en poids a montré que le sel hygroscopique était constitué de nitrate d'ammonium associé à du sulfate de magnésium et de sodium.

Description géologique de la butte de Dambouda (fig. 177, 178)

La butte de Dambouda domine la plaine d'une trentaine de mètres. Elle est constituée de grès argileux bariolés rapportés à la formation continentale du Koutous. La partie supérieure est coiffée par 0,80 à 1 m de grès ferrugineux à concrétions pisolithiques d'oxyde de fer rappelant une ancienne cuirasse. En dessous, sur 5 à 6 m, les grès argileux sont fortement altérés, traversés de tubulures ferrugineuses et renferment des nodules de kaolin rouge.

Un examen superficiel peut conduire à différencier cette zone en une formation distincte plus récente et discordante sur les grès argileux de la base de la falaise. Cependant l'observation du contact de la partie supérieure sur les grès argileux inférieurs indique qu'il s'agit d'une limite de zone d'altération. Des lits de quartz grossiers se suivent de part et d'autre de la limite qui est très irrégulière. Le contact inférieur de la zone d'altération est souvent souligné par des nodules d'argile rouge. On est en présence d'une zone d'altération superposée à une ancienne formation sédimentaire.

La partie inférieure de la falaise, dont la base est masquée, est constituée de grès tendres à ciment argileux de teinte mauve pâle, avec quelques galets de quartz. Les tubulures rouge foncé auréolées de grès argileux blancs décolorés sont moins abondantes que dans la partie supérieure.

Au contact de la zone altérée supérieure et des grès argileux tendres inférieurs, une différence d'induration est à l'origine de plusieurs cavernes profondes de quelques mètres. Elles ont été habitées au cours d'une période récente. On y trouve des ossements et des débris de poterie. De telles cavernes sont généralement le refuge de chauves-souris et l'intérieur des abris dégage une forte odeur de guano.

Interprétation proposée

Une série d'échantillons a été prélevée par F. PIRARD et soumise à l'analyse. Celle-ci a confirmé la présence de nitrate (jusqu'à 11 % de la roche en poids) dans les kaolins en nodule et en poche dans les grès argileux.

On remarque que les échantillons les plus riches en nitrates sont situés au voisinage des cavernes (quelques mètres). Les échantillons les plus éloignés ont une teneur beaucoup plus faible en sels solubles et notamment en nitrates. Les sulfates varient peu, les chlorures diminuent et les carbonates augmentent légèrement.

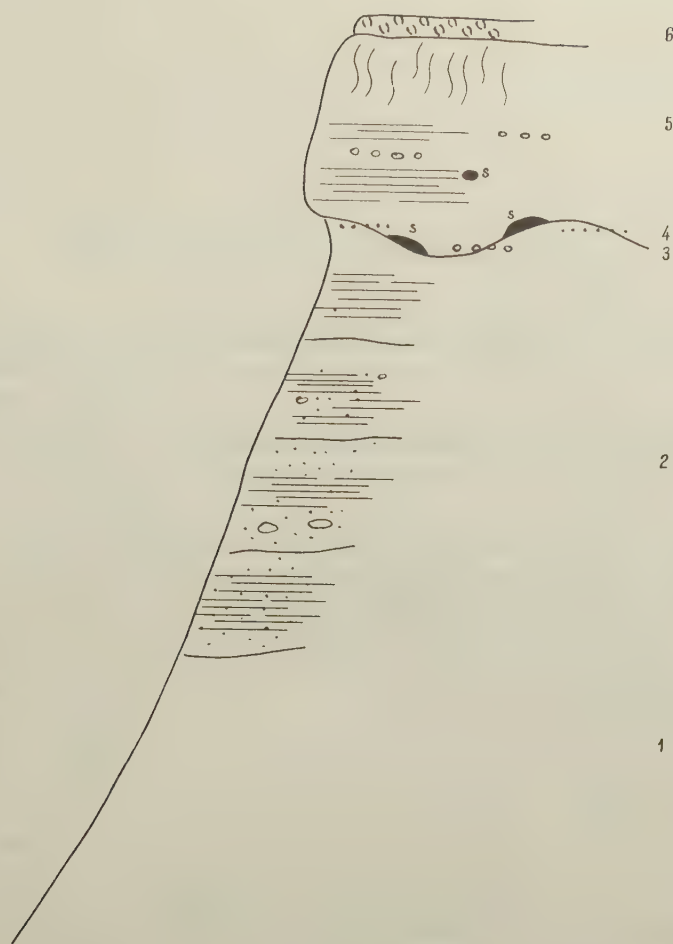


FIG. 177. — Coupe schématique de la butte de Dambouda.

Il semble logique d'admettre que l'origine des sels solubles et notamment des nitrates d'ammonium, se trouve dans le guano et la matière organique animale anciennement accumulée dans les cavernes et abris sous roche.

Ces sels seraient lessivés par les eaux d'infiltration à la saison humide (1) et subiraient une migration à travers les grès argileux. Les nitrates semblent retenus par les nodules et le ciment kaolineux des grès et ne subiraient qu'un déplacement de quelques mètres, peut-être une vingtaine de mètres. Les chlorures pourraient subir une migration plus importante. Les sulfates, dont la teneur est assez constante quelle que soit la position des échantillons par rapport aux cavernes, ont sans doute une origine indépendante, de même que les carbonates qui, au contraire, semblent dissous et lessivés au voisinage des cavernes.

L'eau du puits de Dambouda situé à environ 1 km de la butte ne montre plus trace de nitrate. Elle renferme surtout du carbonate de calcium et de sodium. La présence d'ammoniaque est sans doute due à une pollution locale des eaux par le mode de puisage.

(1) La pluviométrie actuelle de cette région est d'environ 500 mm de hauteur d'eau par an tombant en 40 jours.

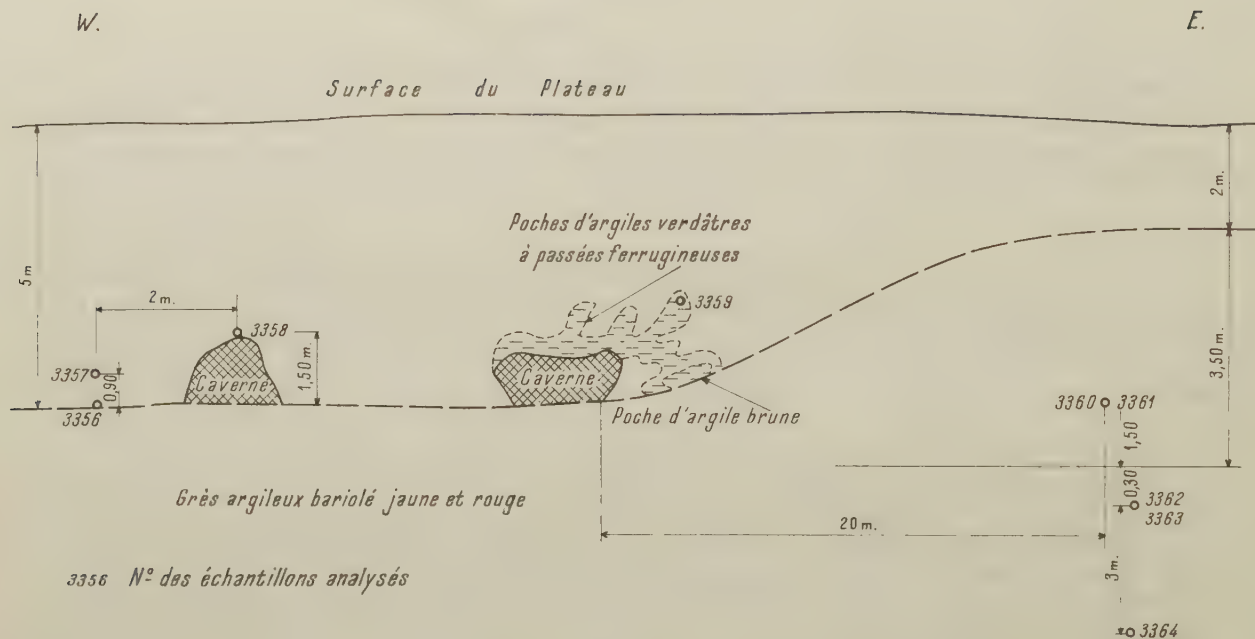


FIG. 178. — Falaise de Dambouda.
Croquis de position des échantillons analysés (projection sur un plan de la falaise).
d'après un schéma de F. PIRARD.

ÉCHANTILLONS ANALYSÉS (DAMBOUDA)

N°

- 3356 — Nodule de kaolin gréseux ferrugineux (base de la falaise)
Phase soluble dans l'eau : 4,94 % en poids du total de la roche, nitrate d'ammonium et de potassium dominant
- 3357 — Nodule de kaolin rouge dans les grès argileux (niveau situé 0,90 m au-dessus du précédent)
Phase soluble dans l'eau : 8,46 % en poids du total de la roche, nitrate d'ammonium, de calcium et de potassium dominant
- 3358 — Argile kaolinique ferrugineuse altérée (en haut de la caverne)
Phase soluble dans l'eau : 12,65 %, nitrate d'ammonium dominant
- 3359 — Tubulures d'oxyde de fer argileux (2 m plus haut que le précédent)
Phase soluble dans l'eau : 5,18 %, nitrate d'ammonium et de calcium
- 3360 — Grès argileux altéré blanc jaunâtre bariolé de rose (niveau renfermant des poches de l'échantillon précédent)
Phase soluble dans l'eau : assez faible 0,193 %, sulfate de soude dominant les carbonates, nitrates et chlorures
- 3361 — Nodules de kaolin impur rose (dans le niveau précédent)
Phase soluble à l'eau : assez faible (0,239 %), sulfates dominant les nitrates et les carbonates
- 3362 — Grès argileux clair (1,80 m sous les échantillons précédents)
Phase soluble dans l'eau : faible (0,254 %), sulfates et carbonates de sodium dominant, un peu de nitrate
- 3363 — Nodule de kaolin rose (dans le niveau précédent)
Phase soluble : faible (0,43 %), sulfates et nitrates
- 3364 — Kaolin gréseux bariolé (8,50 m sous le sommet de la butte)
Phase soluble dans l'eau : très faible 0,1518 %, sulfates, nitrates, carbonates et chlorures

Analystes : B. MARTINET et Daniel AYAYI — B. R. G. M. Dakar, 1961

	3356		3357		3358		3359	
pH	6,0		5,6		5,0		4,6	
Teneur par 100 g	mg	még	mg	még	mg	még	mg	még
Cl ⁻	64	1,8	71	2,0	100	2,8	42,5	1,2
SO ₄ ⁻	48	1,0	77	1,6	77	1,6	96	2,0
CO ₃ H ⁻	12	0,4	12	0,4	6	0,2	6	0,2
CO ₃ ⁻	0	0	0	0	0	0	0	0
NO ₃	3150	51,0	6560	106,0	9950	110,5	3630	58,5
F ⁻		0		0		0		tr.
Total anions		54,2		110,0		115,1		61,9
Ca ⁺⁺	224	11,2	608	30,4	192	9,6	320	16,0
Mg ⁺⁺	97	8,0	233	19,2	14	12,0	12	10,0
Na ⁺	115	5,0	265	11,5	215	9,35	115	5,0
K ⁺	330	8,45	560	14,35	480	12,30	180	4,6
NH ₄ ⁺	900	43,00	1080	60,00	1620	90,0	775	43,0
Total cations		75,65		135,45		133,25		78,6
Extrait sec 110°C	3640		7800		4600		5040	

	3360		3361		3362		3363		3364	
pH	7,0		7,0		7,0		7,0		7,0	
Teneur par 100 g	mg	még	mg	még	mg	még	mg	még	mg	még
Cl ⁻	21	0,6	14	0,4	14,2	0,4	14,2	0,4	14	0,4
SO ₄ ⁻	58	1,2	77	1,6	77	1,6	115	2,4	38	0,8
CO ₃ H ⁻	24	0,8	24	0,8	48	1,6	24	0,8	18	0,6
CO ₃ ⁻		0		0		0		0		0
NO ₃	40	0,6	60	1,0	40	0,60	160	2,5	40	0,6
F ⁻		0		0						
Total anions		3,2		3,8		4,2		6,1		2,4
Ca ⁺⁺	16	0,8	16	0,8	24	1,2	48	2,4	16	0,8
Mg ⁺⁺	5	0,4	10	0,8	10	0,8	19	1,6	4,8	0,4
Na ⁺	20	0,87	24	1,04	26	1,13	37	1,61	17	0,75
K ⁺	4	0,10	4	0,10	7	0,18	6	0,15	4	0,10
NH ₄ ⁺	5	0,28	10	0,56	7,5	0,45	7,5	0,42		0
Total cations		2,45		3,3		3,73		6,18		2,05
Extrait sec 110°C	600		560		640		1160		240	

EAU DU Puits DE DAMBOUDA

Analyste : Daniel AYAYI — B. R. G. M. Dakar, 1961

Date de prélèvement		
pH	7,6	
Teneur par litre	mg	még
Cl ⁻	11	0,32
SO ₄ ⁻⁻	8	0,16
CO ₃ H ⁻	114	3,80
CO ₃ ⁻⁻		0
NO ₂ ⁻		0
F ⁻	0,2	
Total anions		4,28
Ca ⁺⁺	48	2,40
Mg ⁺⁺	7	0,56
Na ⁺	16	0,70
K ⁺	24	0,61
NH ₄ ⁺	2,25	0,12
Total cations		4,39
Extrait sec	284	

(G)

DÉPÔTS SALINS

ÉCHANTILLONS DE SELS EXPLOITÉS DU MANGA

N°

- 337 — Cuvette de Bidomaram
 Natron extrait et formé en pains
 Sulfate et carbonate de soude dominant (thénardite et natron)
- 338 — Cuvette de Zomba
 Sel exploité et façonné en plaque ronde
 Chlorure et sulfate de sodium et de potassium
- 339 — Cuvette de Zomba
 Sel en plaque pour le tannage (« Gongorasa »)
 Sulfate de soude (thénardite)
- 340 — Cuvette de Zomba
 Stalactites formées par le résidu de la préparation du sel (Mafi)
 Sulfate de soude (thénardite)

DÉPÔTS SALINS

Analyste : B. MARTINET — D. F. M. G. Dakar, 1953-1956

	337	338	339	340
Insoluble à l'eau (calciné)	55,90	10,50	1,65	13,80
Analyse de l'extrait aqueux				
SO ₄ ⁻	14,25	16,90	65,25	57,80
Cl ⁻	2,80	37,00	0,25	0,20
CO ₃ ⁻	8,20	1,05	0,80	0,50
NO ₃	0	0	0	0
Na ⁺	15,00	32,8	331,8	31,10
K ⁺	0,30	3,75	3,75	0

N°

1667 — Oasis de Fachi — Saline de Fosso
Croûte saline
Sulfate de sodium (thénardite)

2444 — ENE de Toummo (Djado)
Sels solubles extraits de l'argile viséenne
(contenant environ 0,15 % de sel hygroscopique)
Sulfate de magnésium — dominant — (epsomite)

	1667		2444	
pH			8,5	
Teneur %	g	méq.	g	méq.
Cl ⁻	0,4	11,6	1,74	49,0
SO ₄ ⁻	66,4	1384	8,73	182,0
CO ₃ H ⁻	-	-		0
CO ₃ ⁻	0,3	10,4	0,12	4,0
NO ₃ ⁻	0		0,31	5,0
Total anions		1406,0		240,0
Ca ⁺⁺	0,11	5,6	0,79	39,6
Mg ⁺⁺	0,03	2,4	1,47	122,0
Na ⁺	32	1396	0,81	35,2
K ⁺	0,08	2,4	1,50	39,5
NH ₄ ⁺	-	-	0	0
Total cations		1406,0		236,3
Extrait sec			16,74	

Pour l'échantillon 2444 : analyse de l'extrait à l'eau distillée de 10 g de schiste .

Les sels des cuvettes du Manga donnent une idée de la phase soluble lessivée extraite des roches et accumulée dans les lacs quaternaires du bassin du Tchad. Ils donnent souvent lieu à des exploitations par les habitants (oasis du Kaouar, de Fachi et du Manga).

La thénardite de Maïné Soroa a donné lieu à une étude de L. SOULA (1950).

(H)

VANADIUM ET URANIUM DANS LES ROCHES
(ÉLÉMENTS EN TRACES)

TENEURS EN VANADIUM ET EN URANIUM (éléments en traces)
DE QUELQUES ROCHES SÉDIMENTAIRES ET RÉSIDUELLES DU NIGER ORIENTAL

Attaque à l'acide sulfurique et dosage chromatographique à l'oxyne.

Chimiste : P. ÉTIENNE, B. R. G. M. Dakar, 1961

45 dosages de vanadium

20 dosages d'uranium

T = traces < 1 ppm pour l'uranium
< 20 ppm pour le vanadium

ppm = partie par million

Les clarkes (teneurs moyennes dans l'écorce terrestre) sont voisins des chiffres suivants pour le vanadium et l'uranium selon CLARKE (1924) et pour GOLDSCHMIDT (1937) *in* RANKAMA et SAHAMA (1950) :

V = 150 ppm

U = 4 ppm

La teneur moyenne de ces éléments pour différents types de roches est la suivante, d'après TUREKIAN et WEDEPOHL (1961) :

	V ppm	U ppm
Roches basaltiques	250	1
Roches granitiques riches en Ca	88	3,0
Roches granitiques pauvres en Ca	44	3,0
Shales	130	3,7
Grès	20	0,45
Carbonates	20	2,2

Remarques

Les mesures effectuées confirment l'affinité du vanadium et du fer, en particulier dans les oolithes ferrugineuses.

Dans les roches de la zone d'altération fossile de Termit, les teneurs en vanadium sont très variables. Elles atteignent 1 500 ppm dans une natroalunite, 100 à 150 ppm dans des kaolins et des alunites, mais peuvent également être nulles.

Les teneurs en uranium, généralement très faibles, ne sont notables que dans quelques oolithes et pisolithes ferrugineuses et dans une bauxite.

N°	Origine	Nature de l'échantillon	V (ppm)	U (ppm)
980	Homodji	Oolithe et pisolithe ferrugineuses	300	T
981	Homodji	Oolithe ferrugineuse à tubulures	250	T
991	Agadem	Bauxite pisolithique blanche	0	
1000	Agadem	Lumachelle ferrugineuse (Sénonien)	0	
1023	Agadem	Dalle ferrugineuse à ripple marks	25	
1043	Tchouni-Tchadi	Grès argileux jaunâtre	0	
1044	Tchouni-Tchadi	Grès argileux marron	0	
1045	Tchouni-Tchadi	Grès ferrugineux pisolithique	100	T
1046	Tchouni-Tchadi	Grès ferrugineux pisolithique dur	0	
1047	Tchouni-Tchadi	Pisolithes ferrugineuses	75	10
1048	Tchouni-Tchadi	Grès ferrugineux terreux à oolites	0	
1049	Tchouni-Tchadi	Oolithe ferrugineuse indurée	200	T
1866	Aschia Tinamou	Argile schisteuse (attapulgate)	0	0
3010	Kandel Bouzou	Calcaire grisâtre argileux	0	
3013	47 km de Kandel	Limon à diatomées (4 950 ans B.C.)	75	
3030	Sud de Sountellane	Roche basaltique grise	30	
3041	Gossolorom	Roche basaltique noire, dense	0	
3063	Termit ouest	Oolithe ferrugineuse dure	T	
3083	Termit sud	Argile blanche	50	
3087	Termit sud	Alunite pure	T	
3088	Termit sud	Argile silteuse massive	0	
3089	Termit sud	Alunite pure	0	
3090	Termit sud	Kaolin très finement gréseux	0	
3091	Termit sud	Kaolin rose	0	0
3092	Termit sud	Grès à sphères de kaolin	0	0
3094	Termit sud	Kaolin blanc	100	0
3095	Termit sud	Grès à fragments de kaolin	50	0
3096	Termit sud	Alunite gréseuse	150	0
3113	Termit sud	Oolithe et pisolithe ferrugineuse	100	T
3124	Termit sud	Kaolinite pure	125	T
3133 a	Termit sud	Sphère de natroalunite	1500	0
3133 b	Termit sud	Ciment gréseux blanc des sphères	500	0
3133 c	Termit sud	Ciment jaune des sphères	750	0
3142	Dougoulé nord	Oolithe ferrugineuse rouge	500	4
3143	Dougoulé nord	Oolithe ferrugineuse, non cimentée	400	5
3153 a	Dougoulé nord	Ciment kaolinique des oolites fines	500	
3153 b	Dougoulé nord	Oolithe ferrugineuse fine	650	
3155	Dougoulé nord	Oolithe ferrugineuse fine cohérente	375	5
3164	Dougoulé nord	Oxyde de fer (sommet du synclinal)	T	
3169	Termit sud	Conglomérat ferrugineux	0	
3170	Termit sud	Oolithe ferrugineuse noire dure	25	
3174	Termit sud	Grès à débris de kaolin	0	
3176	Termit sud	Grès à veines de kaolin	0	
3178	Termit sud	Pisolithe ferrugineuse	50	
3304	Nord de Tamou	Oolithe ferrugineuse	75	

(I)

URANIUM ET CUIVRE DANS LES EAUX SOUTERRAINES

Analystes : P. ÉTIENNE (Cuivre) et C. E. A. (Uranium)

La phase liquide imprégnant les roches sédimentaires du Niger oriental est quantitativement importante. Elle représente sans doute plus de 10 % du volume total des roches et dépasse localement 30 %.

La nature et les teneurs des principaux éléments solubles de cette eau ont été données ailleurs (H. FAURE, 1960). Nous rapportons ici les dosages effectués sur deux éléments en traces : le cuivre et l'uranium, et quelques réflexions qu'ils suggèrent.

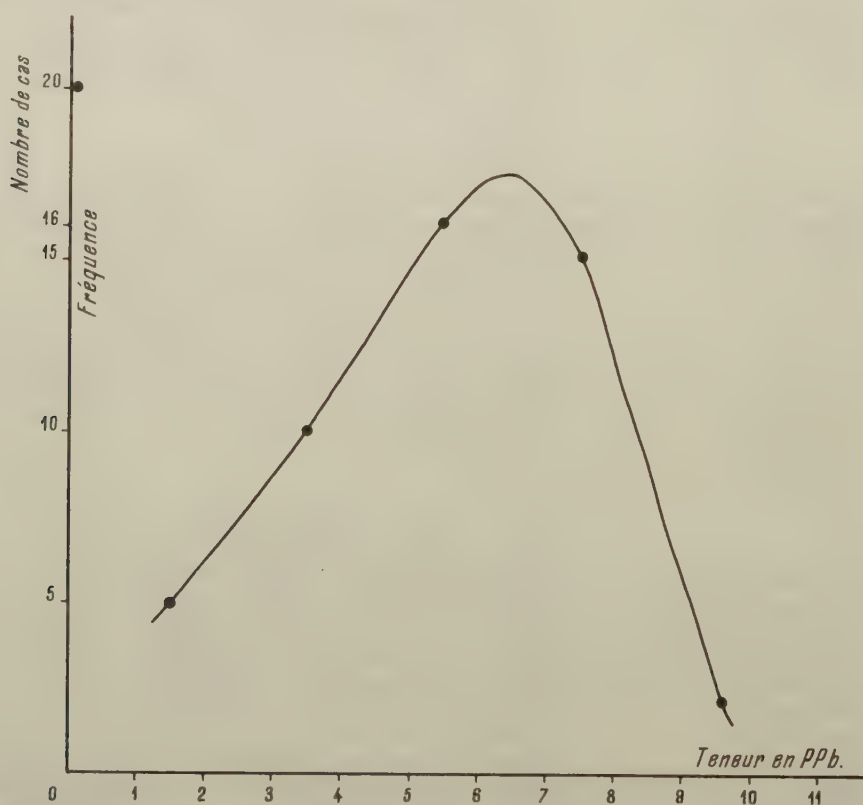


FIG. 179. — Courbe de fréquence et répartition statistique des teneurs en cuivre dans les eaux souterraines du Niger Oriental (68 analyses).

DOSAGE DU CUIVRE DANS LES EAUX SOUTERRAINES DU NIGER ORIENTAL

(La teneur en uranium est rappelée)

Situation du prélèvement (Nom du puits, date)	Cuivre en partie par milliard	Uranium
	(p. p. b.)	(p. p. b.)
Tchamtamdak	0	1,6
Bouguinjani	0	1,6
Zélaleni	0	5,0
Elrhas	0	4,4
Ouffaguedouf	5	4,5
Irayen	8	5,2
Echkar	T	1,6
Maïjirga (ND 32 XVI 10-6-61)	7	0,1
Yachin Zomou (ND XVI 13-6-61)	0	0,1
Kori Tournia (ND XVI 13-6-61)	0	0,2
Gargada (ND XVI 14-6-61)	0	0,6
Achouaden (ND XVI 14-6-61)	0	0,3
Assakara (ND XVI 14-6-61)	0	0,4
Karemba (ND XVII 5-7-61)	5	1,6
Kanakatzou (ND XVI 3-6-61)	0	0,2
Déreram (ND 32 XVI 9-6-61)	0	0,8
Allali (ND 32 XVI 9-6-61)	6	0,8
Ouaouiram (ND 32 XVI 9-6-61)	5	4,2
Ouare (ND 32 XVI 9-6-61)	7	0,2
Baboul (ND 32 XVI 8-6-61)	4	0,1
Zernousky (ND 32 XVI 12-6-61)	0	1,1
Alimsa (ND 32 XV 8-6-61)	3	0,1
Douboula - Mouskey (ND 32 XVI 11-6-61)	10	0,1
Guizamou (ND 32 XVI 11-6-61)	0	0,2
Tafoutaki (ND 32 XVII 27-6-61)	5	0,2
Boulaoua (ND 32 XVII 1-7-61)	3	0,1
Tchokoda (ND 32 XVII 28-6-61)	0	0,5
Kiringuim (ND 32 XVII 4-7-61)	5	0,1
Guil - Kouroudji (ND 32 XVII 1-7-61)	2	0,1
Kao - Gadjji (ND 32 XVII 2-7-61)	0	0,1
Martioum (ND 32 XVII 27-6-61)	0	0,3
Guskul (ND 32 XVII 27-6-61)	2	0,1
Kaseria (ND 32 XVI 10-6-61)	0	0,1
Moha (ND 32 XVI 11-6-61)	2	0,1
Rhafa (ND 32 XVI 12-6-61)	2	0,2
Kania (ND 32 XVI 8-6-61)	0	0,2
Tabiret (ND 32 XVI 3-6-61)	0	0,4
Sounadi (ND 32 XVII 2-7-61)	0	0,1
Gazamni (ND 32 XVII 3-7-61)	0	0,2
Bitoa (ND 32 XVII 6-7-61)	3	2
Dilablaga (ND 32 XVII 6-7-61)	0	3,1
Kellakam (ND 32 XVIII 4-7-61)	6	0,2
Moudoua (ND 32 XVII 3-7-61)	7	0,1
Magagi (ND 32 XVII 25-6-61)	T	0,4
Mahoum (ND 32 XVII 25-6-61)	7	0,2
Goubdou (ND 32 XVII 25-6-61)	5	0,1
Malamdi (ND 32 XVII 25-6-61)	6	0,2
Ghiom (ND 32 XVII 25-6-61)	3	0,1
Tcharoua (ND 32 XVII 26-6-61)	8	0,1
Boulakoura (ND 32 XVII 24-6-61)	5	0,2

Situation du prélèvement (Nom du puits, date)	Cuivre en partie par milliard	Uranium
	(p. p. b.)	(p. p. b.)
Chiroua	10	2,3
Morsen	4	0,1
Téjira - Baba (Sud)	6	0,2
Téfougan	7	0,1
Adermella (Adrimella)	7	8,4
Kiridaneski	7	0,3
Ibangash	8	0,1
Arouzou	7	0,1
Borak	3	0,4
Inéfiren	5	3,9
Natchira	6	0,1
Tagalgal	3	0,1
Tchamata	8	0,1
Tchioura	7	0,2
Rigia - Iddar	5	1,5
Bilabitoua	6	0,1
Louletan	0	0,2
Yambaloua	8	8,4
Téjira (Nord)	7	0,2
Tégouma	4	0,1
Ebelelec	3	0,2
Irawaten	2	0,1
Dam Bouda	5	0,3
Zabey tan	7	0,1
Kartchaka	5	0,3

LE CUIVRE DANS LES EAUX

Le dosage du cuivre dans les eaux de 75 puits du Niger oriental donne une teneur statistique moyenne de 3,6 parties par milliard de cuivre dans les différentes nappes.

En groupant les mesures par intervalles de 2 ppm, ce qui est en accord avec la sensibilité de la méthode, on peut tracer une courbe de fréquence (fig. 179). Cette courbe indique, à côté d'un nombre élevé de teneur nulle, un maximum des fréquences pour une teneur voisine de 6,5 ppb.

L'écart entre les teneurs s'étend de 0 à 10 ppb.

En dehors des eaux, les accumulations reconnues de minéraux cuprifères dans les roches sédimentaires se situent dans le groupe du Tégama, au Sud-Est de l'Aïr (Zélik, Kabkabé, etc...). Les eaux de cette région ne montrent pas de teneurs notablement plus élevées en cuivre.

L'URANIUM DANS LES EAUX

Des échantillons d'eaux de puits prélevés par nos soins ont été analysés par le C. E. A. pour l'uranium. Il ne nous est pas possible d'en publier ici les résultats, mais on peut en tirer les indications géochimiques suivantes :

La teneur moyenne des 188 dosages effectués est de 4 parties par milliard d'uranium, dans les eaux souterraines des diverses nappes du Niger oriental.

Cependant, les trois groupes de mesures conduisant à cette statistique ont donné les moyennes suivantes :

74 analyses	moyenne 6,6 ppb d'U
46 »	» 4,7 ppb d'U
68 »	» 0,7 ppb d'U

sans que la répartition des prélèvements par région ou par formation géologique justifie cet écart.

La répartition des teneurs en uranium des eaux par formation géologique traversée par les puits suggère les remarques suivantes :

1 — Dans le groupe du Tégama, les teneurs sont nettement inférieures à la moyenne générale. C'est cependant dans ce groupe qu'ont été notées les quelques traces uranifères dans les roches et notamment dans des troncs d'arbres silicifiés (*Dadoxylon*) et les ossements de Vertébrés (Dinosauriens).

2 — Dans la formation de Farak, les teneurs élevées sont fréquentes, amenant une moyenne 3 fois plus grande que la teneur générale. Il s'agit de niveaux de grès fins et d'argiles (montmorillonite dominante avec kaolinite et illite) aquifères, mais à faible perméabilité.

3 — Dans le Crétacé marin argileux et dans le Crétacé supérieur les puits sont rares. Les quelques mesures effectuées indiquent une teneur toujours très faible, 10 fois moindre que la moyenne générale.

4 — Dans les grès argileux du Sud du Damergou, dont le faciès est assez voisin de celui de la formation de Farak, mais dont l'âge est sans doute en partie équivalent de celui du Crétacé marin du Damergou, les teneurs sont plus fortes. La moyenne de 41 dosages est double de la teneur « normale » générale.

5 — Dans la formation du Koutous et dans les grès situés au voisinage du socle cristallin du Damagaram, les teneurs sont très faibles. C'est sans doute le fait qui apparaît le plus nettement sur la carte des répartitions de teneur. Les eaux de cette région ont d'autres caractères bien individualisés et notamment le potassium y est plus abondant que le sodium. Ces particularités semblent dues à des phénomènes d'échanges de bases, sans doute en relation avec la nature des minéraux argileux constituant le ciment des grès aquifères. (Il existe peut-être une relation inverse entre l'abondance de U et de K).

6 — Dans les formations quaternaires et dans le Manga en particulier, on note quelques teneurs anormales mais isolées.

En résumé, il semble que les teneurs en uranium des eaux augmentent dans les puits situés au voisinage du Crétacé marin, mais en dehors de celui-ci.

ESSAI D'ÉVALUATION DU CONTENU GÉOCHIMIQUE EN URANIUM DES EAUX SOUTERRAINES DU NIGER ORIENTAL

Il est intéressant, du point de vue géochimique, d'essayer d'évaluer le stock métallique (Cu et U) contenu dans les eaux souterraines du Niger, à partir des analyses précédentes. Soulignons que les chiffres avancés donnent des ordres de grandeur géochimique, sans implication métallogénique directe.

En considérant une surface de 100 000 km² (9 degrés carrés environ) admettant une épaisseur de 1 000 m de terrains sédimentaires ayant une porosité moyenne de 10 %, on calcule que le volume d'eau imprégnant les sédiments est de 10 000 km³, soit 10¹³ t d'eau.

Ces chiffres correspondent à un ordre de grandeur valable au Niger tant pour les perméabilités que pour les volumes de terrain. D'autre part, des sondages profonds indiquent au Niger comme au Sahara septentrional que l'eau imprègne les roches d'une façon pratiquement constante, ce qui justifie ce calcul.

En prenant la teneur moyenne en uranium de 4 parties par milliard (chiffre qu'il conviendrait de vérifier pour les eaux des sondages profonds), la quantité totale d'uranium contenu dans les eaux serait de 4.10^{10} g sur la surface considérée.

Cette masse doit être considérée comme mobile par rapport aux roches encaissantes en même temps que l'eau des nappes.

Remarques

Les quelques dosages effectués sur une surface immense ne peuvent donner que des indications incomplètes et dont on ne peut tirer de conclusions définitives. Cependant les remarques faites suggèrent des réflexions et des hypothèses de travail.

L'eau superficielle issue des régions où le socle affleure est pauvre en uranium. Elle pourrait se charger progressivement lors de son lent écoulement dans les roches détritiques des séries sédimentaires puisque les teneurs augmentent légèrement en aval de la nappe.

Mais, d'un autre côté, la répartition des teneurs ne suit pas la direction des pentes de la nappe et donc de son écoulement supposé. A côté de la dissolution de l'uranium par la nappe, la fixation de ce métal dans les roches traversées doit intervenir pour expliquer l'irrégularité des teneurs et surtout le fait que celles-ci peuvent être décroissantes dans le sens de l'écoulement des eaux.

Les divers facteurs que l'on peut supposer à l'origine de la dissolution ou de la précipitation de l'uranium sont sous la dépendance des conditions physiques et chimiques de l'eau, d'une part, et des roches traversées, d'autre part. Ces conditions varient avec la nature lithologique des roches et avec le mode d'écoulement de la nappe. Celles-ci sont influencées en partie par la stratigraphie, la tectonique, la topographie, etc...

Il semble que les facteurs stratigraphiques ont une influence moindre que la nature des terrains traversés et notamment leur perméabilité. En effet, les teneurs les plus fortes sont celles des eaux des puits traversant des formations gréseuses et argileuses moyennement perméables dont la situation stratigraphique peut être diverse.

D'un autre côté, il serait possible que des eaux pauvres en uranium imprègnent les terrains où se trouvent des indices de ce métal (Tégama). On peut se demander si cela ne suggère pas une loi de répartition de l'uranium : l'uranium soustrait à la roche par les eaux appauvrit celle-ci et, inversement, l'uranium abandonné par les eaux dans certains niveaux entraîne une diminution de la teneur des eaux en ce métal.

Les facteurs tectoniques ont souvent une influence sur la circulation des nappes d'eau (remontée verticale par des failles avec écoulement accéléré, basculements régionaux entraînant une variation dans le sens d'écoulement de la nappe, etc...). Ces modifications pourraient entraîner les concentrations d'éléments que l'on connaît au voisinage des fractures.

Les variations de faciès entraînent également des perturbations dans la régularité des nappes, qui peuvent conduire à des changements dans les équilibres et les répartitions des éléments (structures paléoinsulaires, lentilles gréseuses perméables dans des argiles, etc...). Si ces facteurs entraînent la formation de concentrations, celles-ci sont sous l'influence indirecte de conditions topographiques, tectoniques ou paléogéographiques anciennes, même si les gisements correspondants sont largement postérieurs aux facteurs qui les contrôlent.

En ce qui concerne l'influence des roches et des minéraux traversés par les nappes, on remarque une affinité nette de l'uranium pour la matière d'origine organique : troncs d'arbre ou phosphate des ossements. Il est aussi possible que la nature du minéral argileux formant le ciment des grès semi-perméables ait une influence : les formations à montmorillonite ont des eaux souvent riches en uranium, alors que les grès argileux à kaolinite ont régulièrement des eaux pauvres (Koutous, Termit).

Enfin, on sait que la précipitation de certains éléments comme le fer peut entraîner d'autres corps, comme le cuivre par exemple.

Conclusion

La répartition de l'uranium est peut-être sous le double contrôle de l'écoulement de la nappe et de la nature des terrains traversés. La constitution d'accumulations s'expliquerait en faisant intervenir le facteur temps. Nous avons vu ailleurs qu'à l'échelle des nappes du Niger, dont l'écoulement est très lent, ce facteur prend une importance considérable.

BIBLIOGRAPHIE

- ABADIE J., BARBEAU J., COPPENS Y. (1959). — Une faune de vertébrés villafranchiens au Tchad. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **248**, n° 23, p. 3328-3330.
- ABADIE J., FRANZ H. (1959). — Contributions à la connaissance de la stratigraphie et climatologie du Quaternaire dans le bassin tchadien (inédit).
- ABADIE M. (1927). — La colonie du Niger. Paris, Soc. Ed. géogr., marit. colon., 466, p., 47 pl.
- AHMAD F. (1958). — Paleogeographic maps of the Gondwana period. *Indian Mining J.*, **6**, n° 1, p. 10-13, 2 fig.
- AITKEN W. G. (1956). — The Jurassic-Cretaceous junction in Tanganyika. 1st Meet. East-Central Com. Geologie, Dar-es-Salam. *Geol. Surv. Tanganyika*, p. 33-46, 4 fig.
- ALIBERT L. (1944). — Méhariste 1917-1918. Bordeaux. Ed. Delmas.
- ALIMEN H. (1955). — Préhistoire de l'Afrique. Paris, Boubé.
- ALIMEN H., BURON M., CHAVAILLON J. (1958). — Caractères granulométriques des profils transversaux de quelques dunes d'erg du Sahara nord-occidental. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **247**, n° 20, p. 1758.
- ALIMEN H., CHAVAILLON J., CONRAD G. (1959). — Formations arides et paléosols quaternaires au Sahara nord-occidental. *C.R. Soc. géol., Fr.*, n° 5, p. 104-105.
- ALLÈGRE C. (1961). — Contribution à l'application de la théorie de l'information à la stratigraphie. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **252**, n° 9, p. 1356-1358.
- ALLEN J. R. L., WELLS J. W. (1962). — Holocene coral banks and subsidence in the Niger delta. *J. Geol. U. S. A.*, **70**, n° 4, p. 381-397, 6 fig.
- ALLEN P. (1953). — Paléogéographie du Wealdien de l'Europe occidentale d'après les indications de la pétrologie. Université de Reading (G. B.). *Rev. Inst. fr. Pétrole*, N° spéc. 1953 (résumé).
- ALLEN V. T., JOHNS W. D. (1960). — Clays and clay minerals of New England and eastern Canada. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **71**, Jan., p. 75-86.
- AMOSSÉ A. (1925). — Diatomées des oasis du Kaouar, de Djado et d'Agram. *Bull. Com. Et. hist. scient. A.O.F.*
- AMOSSÉ A. (1941). — Diatomées du Sahara septentrional et central. *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. N.*, **32**, n° 5-7, p. 126.
- AMSTUTZ G. C. (1956). — A note on a peculiar association of copper with fossil plants in central Peru. *Bol. Soc. geol. Peru*, **30**, p. 5-11, fig.
- ANDREW G. (1936). — Sur les roches hyperalcalines d'Égypte. *Bull. Soc. franc. Minéral. Cristallogr.*, **59**, p. 338-346.
- ANDREW G. (1937). — On the nubian sandstone of the eastern desert of Egypt. *Bull. Inst. Désert, Égypte*, **19**, p. 93-115, 3 pl.
- ANDREW G. (1952). — Iron ores in the anglo-egyptian Sudan, Symposium sur les gisements de fer du monde, 19^e Congr. internation. Géol., Alger, **1**, p. 187-189.
- ARAMBOURG C. (1959). — Observations sur le Quaternaire littoral de la Méditerranée et du proche Atlantique. *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 8, p. 209-211.
- ARAMBOURG C., JOLEAU L. (1943). — Vertébrés fossiles du Bassin du Niger. *Bull. Dir. Mines A. O. F.*, n° 7, p. 27-84.
- ARAMBOURG C., KIKOINE J., LAVOCAT R. (1951). — Découverte du genre *Moeritherium* ANDREWS dans le Tertiaire continental du Soudan. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **233**, p. 68-70.
- AREND J. P. (1932). — La genèse des oolithes. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **194**, p. 736-737.

- ARMSTRONG E. F., MIAL L. M. (1946). — Raw materials from the sea. S. I., Chemical Publ. Co.
- ARNOULD-SAGET S. (1956). — Contribution à l'étude des *Engonocerotidae*. (Les couches à *Knemiceras* du Sud tunisien). *Ann. Mines Géol., Tunisie*, n° 20, 47 p., 19 fig., 12 pl. h. t.
- ATTIA M. I. (1950). — The geology of iron ore deposits of Egypt. *Geol. Surv. Egypt*, p. 1-34, 4 fig., tabl., carte.
- ATTIA M. I. (1955). — Topography, geology and iron-ore deposits of the district east of Aswan geological survey. *Rep. Egypt*, 262 p., 38 pl.
- AUFRERE L. (1928). — L'orientation des dunes et la direction des vents. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 187, p. 833-835.
- AUGOT J. (1959). — Le bassin de Manglieu. *Rev. Sci. nat., Auvergne*, 25, fasc. 1.
- AUROUZE J. (1960). — Hydrogéologie du Sud de Madagascar. *Thèse*, Paris.
- AXELROD D. J. (1961). — How old are the Angiosperms ? *Amer. J. Sci.*, 259, June, p. 447-459.
- AYASSE (Lt.) (1907). — Du Tchad à l'oasis de Bilma. Première reconnaissance N'Guigmi-Agadem-Bilma. *Rev. Troupes col.*, Juin, p. 55.
- BAAS BECKING L. G. M., KAPLAN J. A., MOORE D. (1960). — Limits of the natural environment in terms of pH and oxidation-reduction potentials. *J. Geol., U. S. A.*, 68, n° 3, p. 243-284, 34 fig.
- BAAS BECKING L. G. M., MOORE D. (1959). — The relation between iron and organic matter in sediments. *J. sediment. Petrol.*, 29, n° 3, p. 454-458, 1 fig., 5 tabl.
- BABET V., KELLER A. (1935). — Sur les formations continentales post-hercyniennes de l'Ouest africain. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, p. 86.
- BABINEC A. E. (1958). — Etude des solutions contenues dans les pores des roches argileuses du Mésocénozoïque des régions de la plate-forme ukrainienne. *Dop. Akad. Nauk ukr. R. S. R.*, n° 11, p. 1 246-1 250, 1 fig.
- BAILEY-WILLIS (1936). — East african plateaux and rift valleys. Carnegie Institution of Washington.
- BAILLOUX G. (1958). — Mission des confins du Tchad. Rapport préliminaire C. N. R. S.
- BAKKER J. P. (1955). — Quelques aspects du problème des sédiments corrélatifs en climat tropical humide. Conférence faite à la Sorbonne le 25 janvier 1955.
- BALOUT L. (1952). — Pluviaux interglaciaires et préhistoire saharienne. *Trav. Inst. Rech. sahar., Algér.*, 8, p. 13.
- BÄR C., MAGNE J. (1955). — Découverte de niveaux à charophytes dans le Crétacé inférieur du Dj. Meimel (Constantine, Algérie). Etude de la série stratigraphique. *Bull. soc. géol. Fr.*, 5, 6° sér., p. 249.
- BARBEAU J. (1952). — Les deux venues volcaniques de la rive sud-est du Lac Tchad (note prélim.) *C. R. Soc. géol., Fr.*, p. 52-54.
- BARBEAU J. (1959). — Quaternaire des abords orientaux du lac Tchad. *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 5, p. 110.
- BARBEAU J. (1961). — Existence d'un dôme villafranchien dans la région de Koro-Toro (Rép. du Tchad). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 253, n° 5, p. 881-883.
- BARBER W. (1956). — Upper cretaceous Mollusca from north-eastern Nigeria. *Rec. geol. Surv. Nigeria*, 1956, p. 14-37.
- BARBER W. (1957). — Lower turonian Ammonites from north eastern Nigeria. *Geol. Surv. Nigeria. Bull.* n° 26, 87 p., 34 pl.
- BARBER W., TAIT E. A., THOMPSON, J. H. (1952). — The geology of the lower Gongola. *Geol. Surv. Nigeria ann. Rep.*, 1952-1953, p. 18.
- BARBER W. M. et al. (1954). — The geology of the lower Gongola. Nigeria. *Geol. Surv. Nigeria ann. Rep.*, 1952-1953, p. 18-20.
- BARBIER R. (1957). — Un problème morphologique au Brésil : « pains de sucre » et « tunique tropicale » *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 245, p. 2 346-2 349.
- BARBIER R. (1960). — Sur l'âge des latérites. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 250, n° 7, p. 1306-1308.
- BARRABÉ L. C. (1959). — Bassins sédimentaires et provinces pétrolières. 21^e Congr. internation. Géol., Rapport 21, partie XI, p. 113-123, 1 carte.
- BARRER R. M., WHITE E. A. D. (1952). — The hydrothermal study of silicates. Part II. Synthetic crystalline sodium aluminosilicate. *J. chem. Soc., G. B.*, p. 1 561-1 571.
- BARTH H. (1860-61). — Voyages et découvertes dans l'Afrique septentrionale et centrale pendant les années 1849 à 1855. 4 vol. Trad. Paul ITHIER. Paris, Didot.
- BASSE E. (1940). — Les Céphalopodes crétacés des massifs côtiers syriens. *Notes Mém. Haut Commissar. R. F. Syrie, Liban*.

- BASSE E. (1951). — Observations récentes sur les couches à *Cardita* du Tinrhert (Sahara) entre Ghardamès et Hassi Imoulaye. *Cahiers géol. Thoiry*, n° 9, p. 73-77.
- BASSE E. (1953). — Description d'une nouvelle espèce d'Ammonites tunisiennes appartenant au genre *Neolobites* FISCHER 1882. *Neolobites medeninensis* nov. sp. et considérations sur ce genre. *Bull. Soc. Sci. nat. Tunisie*, 6, p. 197-204, 23 pl.
- BASSE E., KARRENBURG H., LEHMAN J. P., ALLOITEAU J. (1954). — Fossiles du Jurassique supérieur et des « grès de Nubie » de la région de Sana (Yemen) recueillis par H. KARRENBURG. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2 pl., fig.
- BAULIG H. (1950). — Essais de géomorphologie. *Publ. Fac. Lettres Univ. Strasbourg*, n° 114, 161 p. fig.
- BEAUREGARD J. DE, BOUCARDEAU A., ROCH E. (1949). — La formation de Mangbei (Nord-Cameroun). *C. R. Soc. géol. Fr.*, p. 310-311.
- BEAUREGARD J. DE, BOUCARDEAU A., ROCH E. (1950). — Les coups de sabre des chutes Gauthiot (Territoire du Tchad). *C. R. Acad. Sci. Fr.*, 230, p. 223-224.
- BEAUREGARD J. DE, BOUCARDEAU A., ROCH E., SCHWOERER P. (1952). — La chaîne crétacée de la Bénoué. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 234, p. 1 697-1 699.
- BEHIER J., SAINT OURS, J. DE (1960). — Note sur l'alunite du Vasanisy. *Arch. Serv. Géol. Madagascar*, A. 1642.
- BELLAIR P. (1947). — Sur l'âge du calcaire de Mourzouk (Fezzan) *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 219, p. 490-491.
- BELLAIR P. (1953). — Le Quaternaire de Tejerhi (Mission au Ferzân, 1949). *Inst. H. Etudes Tunis, Publ. scient.*, 1, p. 9-16.
- BELLAIR P. (1955). — Le volcanisme de l'Ahaggar dans le cadre du volcanisme africain. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 241, n° 17, p. 1 152-1 154.
- BELLAIR P. (1957). — Sur les sols polygonaux du Chott Djerid (Tunisie). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 244, p. 101-103.
- BELLAIR P., FREULON J. M., LEFRANC J. P. (1952). — Les éruptions volcaniques de l'Harouj el Assoued (Sahara oriental). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 234, 1952, p. 2 460.
- BELLAIR P., FREULON J. M., LEFRANC J. P. (1954). — Découverte d'une formation à vertébrés et végétaux d'âge tertiaire au bord occidental du désert libyque (Sahara oriental). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 239, p. 1 822-1 824.
- BELOUSOV V. V. (1956). — Tectonique (géotectonique). In : *Bol'shaja sovjetskaja enciklopedija*, Moscou, Gos. nauch. Izdat., 42, 117-122, 1 c. couleurs h.t. Trad. M. Markovic n° 3101 (B.R.G.M.).
- BELOUSOV V. V. (1960). — Tectonophysical investigations. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 71, n° 8, p. 1 255-1 269, 9 fig., 2 pl. h. t.
- BENSE C. (1961). — Les formations sédimentaires de la Mauritanie méridionale et du Mali nord-occidental (Afrique de l'Ouest). *Thèse, Nancy*, et *Bull. B.R.G.M., Fr.*
- BERNARD A. (1958). — Contribution à l'étude de la province métallifère sous-cévenole. *Thèse, Nancy*, 640 p., bibliogr.
- BERNARD E. (1959). — La théorie astronomique des pluviaux et interpluviaux du Quaternaire africain. *Conf. préhist. pan-afr. Léopoldville, Acad. r. Sci. O.-M., Cl. Sci. nat. médic., Mém.*, (1962), 12, n° 1, 232 p., 2 pl., 3 fig., 1 dpl. h. t.
- BERNET E. (1912). — Contribution à l'étude géologique de la Tripolitaine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 12, 4^e sér., p. 385.
- BERTHOIS L. (1948). — Remarques sur l'analyse chimique des roches sédimentaires calcaires et dolomitiques. *Ann. Soc. géol. Nord*, 68, p. 165-178.
- BERTHOIS L. (1960). — La répartition des sédiments actuels sur les plates-formes continentales. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 250, n° 12, p. 2 239-2 240.
- BESSOLES B., DELAFOSSE R. (1958). — Les grès de Mouka-Ouadda, en Oubangui-Chari oriental. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, 6^e sér., n° 2, p. 91-103.
- BIROT P., CAPOT-REY R., DRESCH J. (1955). — Recherches morphologiques dans le Sahara central. *Trav. Inst. Rech. sahar., Algér.*, 13, p. 13-74.
- BIROT P., DRESCH J. (1955). — Une faille du Quaternaire récent dans la plaine d'Amguid (Hoggar septentrional). *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 11, p. 209.
- BISHOPP D. W. (1959). — The role of crustal energy in the origin of rifts. *Trans. Proc. geol. Soc. Afr.*, 1959, 62.
- BIZARD C., BONNET A., FREULON J. M., GÉRARD G., LAPPARENT A. F. DE, LELUBRE M., VINCENT P., WACRENIER P. (1955). — *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 241, n° 24, p. 1 800.
- BLAIS R. A. (1959). — L'origine des minerais crétacés du gisement de fer de Redmond, Labrador. *Naturaliste canad.*, 86, p. 265-299, 6 fig., 4 tabl.

- BLANC J. J. (1956). — Sédimentation et paléo-océanographie du Turonien et du Sénonien dans le bassin du Beausset (Var). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **13**, p. 237.
- BLANCHARD L. (1961). — Le Kazakstan. *Et. Conjonct., Fr.*, **16**, n° 5, p. 403-486, 5 fig., 2 cartes dpl. h. t.
- BLAUDIN DE THÉ B. (1959). — Essai de bibliographie du Sahara français et des régions avoisinantes. Paris, Ministère du Sahara, 277 p.
- BLONDEL F. (1936). — La géologie et les mines des vieilles plates-formes (Publ. C. E. G. M.) S. E. M. O. M. n° 8.
- BOBO J. (1956). — Un ensemble de stations moustéro-atériennes aux environs de Djanet (Tassili des Ajjer). Note préliminaire. *Libyca, Algérie*, **4**, 2^e semestre, p. 263-268, 1 fig., 3 pl.
- BODIN L. (1950). — Les sédiments lacustres du Moyen-Niger occidental. *C. R. 1^{re} Conf. internation. Africanistes Ouest*, **1**, p. 51-57, tabl.
- BOJCOVA E. P., MIKHAYLOV B. M., OVECHKIN N. K. (1958). — Géologie de la partie Sud-Ouest du seuil de Tourgaï et perspectives pour les bauxites. In : *Boksity, ikh mineralogija i genezis* (Les bauxites, leur minéralogie et leur genèse). Moscou, *Izd. Akad. Nauk. S. S. S. R.*, p. 378-392, 1 fig., 1 tabl. (Trad. B. R. G. M. n° 2 640).
- BONIFAS M. (1959). — Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. *Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, n° 17, 159 p.
- BONNET A. (1956). — Rapport de fin de mission en Haute Bénoué (Cameroun). Bur. Rech. Pétrole. Rapp. S. A. P./A. O. F.
- BONTÉ A., DENAEYER M. E., GOGUEL J. (1947). — Les facteurs mécaniques dans la genèse de la structure « cone-in-cone ». *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 9 p. 182-184.
- BONYTHON C. W., MASON B. (1953). — The filling and drying of lake Eyre. *Geogr. J., G. B.* **119**, p. 321-330.
- BORCHERT H. (1951). — Zur Geochemie des Kohlenstoffs. *Geochim. cosmochim. Acta, G. B.*, **2**, 62-75.
- BORCHERT H. (1955). — Die häufigsten Elemente im Durchschnitt der Eruptivgesteine. *Geochim. cosmochim. Acta, G. B.*, **8**, p. 49-52.
- BORCHERT H. (1960). — Genesis of marine sedimentary iron ore. *Bull. Instn. Ming Metal., Trans., G. B.*, (Part. 6), **69**, n° 640, p. 261-279.
- BORDET P. (1951). — Présence de latérites fossiles dans l'Atakor du Hoggar. *C. R. Soc. géol., Fr.*, p. 97.
- BORDET P. (1954 a). — La série de Sérouenout (Continental intercalaire) et son substratum précambrien en Ahaggar oriental. *Publ. Serv. Carte géol. Algér.*, (Nouv. sér.), 1955, Bull. n° 5, p. 7-42, 10 fig., 1 carte h. t.
- BORDET P. (1954 b). — Essai de chronologie du volcanisme récent de l'Ahaggar. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **238**, n° 6, p. 705-7.
- BOUCHARDEAU (1956). — Le lac Tchad. *Annu. hydrol. Fr. O.-M., Fr.*, Paris, ORSTOM, 1958.
- BOUCHARDEAU A., LEFEVRE B. (1957). — Monographie du lac Tchad. Paris, ORSTOM (Commiss. Logone Tchad), 110 p.
- BOULANGER D. (1956). — Barytine de néoformation dans les marnes paléocènes de Bellus (Landes). *C. R. Soc. géol., Fr.*, p. 186.
- BOURCART J. (1932). — Le Sahara algérien. La géologie et les mines de la France d'Outre-Mer. *Publ. Bur. Et. géol. min. colon., Fr.*, p. 181-204.
- BOURCART J. (1937). — Les « pénéplaines » du Maroc et du Sahara (Recueil offert à E. F. Gauthier). 75 pages.
- BOURCART J. (1938). — La marge continentale. Essai sur les régressions et transgressions marines. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, p. 393-474.
- BOURCART J. (1945). — Le Sénonien à Roscoff (Finistère). *C. R. Soc. géol., Fr.*, p. 195.
- BOURCART J. (1957). — L'érosion des continents. Paris, Colin, 216 p., 18 fig.
- BOURCART J., KELLER A. (1929). — Résultats géologiques de la Mission saharienne Augiéras Draper (Crétacé et Eocène). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **188**, p. 1 559-1 561.
- BOUREAU E. (1948). — Etude paléoxylologique du Sahara : présence du *Dadoxylon* (*Araucarioxylon Dallonii*). *Bull. Mus. nation. Hist. nat., Fr.*, (2) **20**, n° 4, p. 420-426, 1 pl.
- BOUREAU E. (1948-1955). — Etude paléoxylologique du Sahara. *Bull. Mus. nation. Hist. nat. Fr.*
- BOUREAU E. (1948). — Considération sur une flore ligneuse fossile récoltée dans le Sahara central. *C. R. Soc. géol., Fr.*, p. 312.
- BOUREAU E. (1950). — Etude paléoxylologique du Sahara. *Bull. Soc. géol. Fr.*, n° 20.
- BOUREAU E. (1953). — Sur quelques plantes fossiles du territoire du Tchad et du Nord-Cameroun. *Bull. Serv. Mines Cameroun*, n° 1, p. 121-132, 4 fig., 1 pl.

- BOUREAU E. (1955). — Sur des empreintes végétales du Continental intercalaire de Dibella (territoire du Niger). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), 5, fasc. 1-3, pp. 3-9.
- BOUREAU E. (1958). — Paléobotanique africaine. Evolution des flores disparues de l'Afrique nord-équatoriale. *Bull. sci. Comité Trav. hist. sci., Fr.*, 2, 1^{re} part., p. 1-64, 8 pl., 1 carte.
- BOUREAU E., CAILLON P. (1958). — Sur la flore fossile et l'âge des couches de Taouratine, dans le bassin de Fort-Polignac (Sahara). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 247, n° 23, p. 2 173-2 175.
- BOUREAU E., CLARACQ P., NOUGARÈDE F. (1957). — Sur la paléobotanique et la stratigraphie du bassin de Fort-Polignac (Sahara). *C. R. Acad., Sci., Fr.*, 245, n° 5, p. 544-545.
- BOUREAU E., DEFRETIN S. (1952). — Le Wealdien du Nord-Cameroun. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 234, p. 1 459-1 460.
- BOUREAU E., FREULON J. M. (1959). — Sur les flores jurassiques du Continental intercalaire saharien. *C. R. Soc. géol. Fr.*, fasc. 3, p. 53-54.
- BOUREAU E., MONOD T. (1949). Sur l'âge des couches à *Ficoxylon cretaceum* SCHENK en Afrique. *C. R. Soc. géol. Fr.*, p. 294.
- BOUREAU E., ROCH E. (1952). — Sur la formation de Pala-Lamé (territoire du Tchad). *C. R. Soc. géol., Fr.*, p. 47-49.
- BOURNAT G. (1960). — Etudes de gisements de fer dans la région de Niamey. Campagne 1960-1961. Dakar, B. R. G. M., 2 fasc., 30 p. multicropiées.
- BOUT P., DERRUAU M., FEL A. (1960). — Utilisation des cônes et des coulées volcaniques du Massif Central français pour évaluer le recul des versants cristallins. *Z. Geomorphol., Dtsch.*, Supplément. 1, p. 133-139, 3 fig.
- BRJNNIKOV B., FRANCIS-BOEUF C., ROMANOVSKY V. (1943). — Technique d'étude des sédiments et des eaux qui leur sont associées. Paris, Hermann (Coll. Act. Sci. industr.).
- BRASSEUR G. (1959). — Le Niger. *Tropiques. Rev. Troupes O.-M.*, p. 6-32, 1 carte, 27 photo. (IFAN).
- BRESSON Y., GUIRAUDIE C., ROCH E. (1952). — Le fossé tectonique de la Mbéré (Nord-Cameroun). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 234, p. 640-641.
- BRICHANT A. L. (1952). — Sur la découverte du Trias au pied du djebel Garian (Tripolitaine-Libye). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 234, p. 1456-1458.
- BRIGGS L. I., Jr. (1953). — Upper cretaceous sandstones of Diabolo Range, California. *Univ. California Public. geol. Sci.*, 29, n° 8, p. 417-452, 7 fig., tabl., 3 pl.
- BRIGHTON A. G. (1925). — On some cretaceous Echinoids. *Geol. Surv. Nigeria, occas. Paper*, n° 3.
- BROCK B. B. (1952). — An approach to the Rift Valley problem. 19^e Congr. international. Géol., résumé p. 57.
- BROCK B. B. (1955). — Some observations on vertical tectonics in Africa. *Trans. amer. geophys. Un.*, 36, n° 6.
- BROECKER W. S., TUREKIAN K. K. (1958). — The relation of deep sea sedimentation rates to variations in climate. *Amer. J. Sci.*, 256, n° 7.
- BRUEL G., DENAEYER M. E. (1933). — Atlas des colonies françaises. Afrique équatoriale et Cameroun. 19 p., 7 fig., 5 cartes.
- BRUET E. (1931). — Sur la formation et la minéralisation de certaines oolites. *C. R. Soc. géol., Fr.*, p. 25.
- BRUMMER J. J. (1958). — Supergene copper-uranium deposits in northern Nova Scotia. *Econ. Geol., U. S. A.*, 53, n° 3, p. 309-324, 13 fig.
- BRUNEAU DE MIRÉ P., QUÉZEL P. (1959). — Sur quelques aspects de la flore résiduelle du Tibesti : les fumerolles du Toussidé et les lappiaz volcaniques culminaux de l'Emi Koussi. *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. N.*, 50, n° 3-4, p. 126-145, 1 fig., 1 carte.
- BRYNMOR J. (1948). — The sedimentary rocks of Sokoto province. *Geol. Surv. Nigeria*, n° 18.
- BUBENICEK L. (1960a). — Observations préliminaires sur la diagenèse de la minette lorraine. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 250, n° 1, p. 153-155.
- BUBENICEK L. (1960b). — Recherches sur la constitution et la répartition du minerai de fer dans l'Aalémien de Lorraine. *Thèse. Nancy*. 177 p. multicropiées.
- BUBENICEK L. (1960c). — Développement diagénétique des chlorites de la minette lorraine. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 251, n° 5, p. 765-767.
- BUCHANAN A. (1921). — Exploration of Air out of the world North of Nigeria. London, J. Murray.
- BUCHANAN A. (1929). — Sahara ; a journey across the vast deserts from South to North. London.
- BUCHER W. H. (1918). — On oolites and spherulites. *J. Geol., U. S. A.*, 26, p. 593-609.

- BUCKLEY H. E. (1951). — Crystal growth. New York, Wiley, 571 p.
- BUROLLET P. F. (1956). — Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Ann. Mines Géol., Tunisie*, n° 18.
- BURST J. F. (1958 a). — « Glauconite » pellets : their mineral nature and applications to stratigraphic interpretations. *Bull. amer. Ass. Petrol. Geologists*, 42, n° 2, p. 310-327.
- BURST J. F. (1958 b). — Mineral heterogeneity in « glauconite » pellets. *Amer. Mineralogist*, 32, n° 5-6, p. 481-497.
- BUSHINSKIJ G. I. (1956). — Sur la diagenèse en rapport avec la genèse des argiles réfractaires, des minerais de fer sédimentaires et des bauxites. *Izvest Akad. Nauk S.S.S.R. ; Ser. géol.*, n° 11, p. 3-15 (Trad. IRSID).
- BUSSON G. (1959). — Etude préliminaire du djebel Guehhad. *Trav. Inst. Rech. sahar., Algér.*, 18, p. 11-19.
- BUSSON G. (1960 a) — Sur la coupe du Crétacé supérieur et de l'Eocène inférieur du Tinrhert central (Sahara algérien). *Trav. Inst. Rech. sahar., Algér.*, 19, p. 141-150.
- BUSSON G. (1960 b). — Sur l'âge de la transgression crétacée au Tébaga de Medenine (Sahara tunisien). *C. R. Soc. géol., Fr.*, fasc. 3, p. 54-55.
- BUSSON G. (1962). — Sur les discordances et les phases de plissement d'âge secondaire au Sahara tunisien. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 254, n° 2, p. 325-327.
- BÜTLER H. (1922). — Contributions à la géologie de l'Ahaggar (Sahara central). 12° Congr. international. *Géol.*, Bruxelles, fasc. 2, p. 819.
- BÜTLER H. (1924). — Quelques observations sur le Cénomanien et le Turonien de la Hamada de Tinghert (Sahara algérien). *Eclogae geol. Helv.*, 18, p. 519-521.
- BUTZER K. W. (1962). — The Pleistocene sequence in Egypt and its implication for pluvial-glacial correlation in the Sahara. *Mus. r. Afr. centr., Ann. in-8°, Sci. hum., Belg.*, n° 40, p. 133-139.
- CABOT J. (1961). — Sur le passé de la cuvette tchadienne. *Ann. Géogr., Fr.*, 70, n° 380, p. 430-432.
- CAHEN L. (1954). — Géologie du Congo Belge. Liège, H. Vaillant-Carmanne, 577 p.
- CAILLÈRE S. (1934). — Observations sur la composition chimique des palygorskites. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 198, p. 1 795-1 798.
- CAILLÈRE S., HÉNIN S. (1959). — Les phyllites des minerais de fer sédimentaires et leurs conditions de genèse. 20° Congr. international. *Géol., Mexico*, 1956. (Comité international. Et. Argiles, p. 9-20).
- CAILLÈRE S., HÉNIN S., BIROT P. (1957). — Sur la formation transitoire de montmorillonite dans certaines altérations latéritiques. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 244, n° 6, p. 788-791.
- CAILLÈRE S., MALYCHEFF V. (1957). — Etude de la fraction argileuse des loess du bassin de Paris. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 245, n° 17, p. 1 446-1 448.
- CAILLÈRE S., ORCEL J. (1960). — Etude de l'alunite du Vasianisy. *Arch. Serv. géol. Madagascar*, A. 1.651.
- CAILLEUX A. (1954). — Limites dimensionnelles et noms des fractions granulométriques. *Bull. Soc. géol., Fr.*, (6), 4, fasc. 7-9, p. 643-646, 1 tabl.
- CAILLEUX A., PLAISANCE (1958). — Dictionnaire des sols. Paris, La Maison Rustique, 604 p.
- CAIRE A., GLANGEAUD L., GRANDJACQUET C. (1960). — Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien (Italie méridionale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 2, n° 7, p. 915-938.
- CAMEZ T., FRANC DE FERRIÈRE P. J. J., LUCAS J., MILLOT G. (1960). — Sur l'importance de la vermiculite dans certains sols tempérés et dans les dépôts du Quaternaire ancien. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 250, p. 3038-3040.
- CAPDECOMME L. (1952). — Sur les phosphates alumineux de la région de Thiès (Sénégal). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 235, p. 187.
- CAPDECOMME L., KULBICKI G. (1954). — Argiles des gîtes phosphatés de la région de Thiès (Sénégal). *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 77, p. 500-518.
- CAPOT-REY R. (1943). — La morphologie de l'Erg occidental. *Trav. Inst. Rech. sahar., Algér.*, 2, p. 69-104.
- CAPOT-REY R. (1947). — L'Edeyen de Mourzouk. *Trav. Inst. Rech. sahar., Algér.*, 4, p. 67-110.
- CAPOT-REY R. (1951). — Une carte de l'indice d'aridité au Sahara français. *Bull. Assoc. Géogr. Fr.*, n° 216-217, p. 73-76.
- CAPOT-REY R. (1953). — Le Sahara français. Paris, Presses Universitaires de France.
- CAPOT-REY R. (1959). — Le sel et le commerce du sel au B. E. T. (Borkou-Ennedi-Tibesti). *Trav. Inst. Rech. sahar., Algér.*, 18, p. 187-193.
- CAPPERON L. (1958). — Conrad Kilian (1898-1950). *Mer Outre-Mer, Fr.*, n° 36, p. 28-29.

- CAREY S. W. (1957). — The tectonic approach to the origin of the Indian Ocean. *Proc. 3rd Pan Indian Ocean Sci. Congr., Sect. C.* (Tananarive).
- CARIOU E. (1961). — Précisions sur les faciès et la sédimentologie dans l'étage callovien entre les vallées de la Vienne et du Thouet. *C. R. Soc. géol., Fr.*, p. 38-40.
- CAROU D. (1958). — Role of clay minerals in the transportation of iron. *Geochim. cosmochim. Acta*, G. B., 14, p. 1-28.
- CAROZZI A. (1957). — Contribution à l'étude des propriétés géométriques des oolites. L'exemple du Grand Lac Salé, Utah, U. S. A. *Bull. Inst. nation. genevois*, 58, p. 4-52, 27 fig.
- CARTER J. D. (1960). — A note on the sedimentary rocks of the northern part of Sokoto province, Nigeria. *C. C. T. A., C. S. A.*, Publ. n° 55, p. 20-21.
- CASTAGNOL E. M. (1942). — Le sol, étude théorique et pratique. Hanoï, Imp. Ext. Orient, 224 p.
- CASTANY G., LAPPARENT, A. F. de (1952). — Discordances et phases de plissement dans l'extrême Sud tunisien et en Tripolitaine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2, p. 253-259.
- CAYEUX L. (1922). — Les minerais de fer oolithique de France. T. II. Paris, Imprimerie Nationale, 1051 p.
- CAYEUX L. (1935). — Constitution des phosphates sénoniens d'Égypte.
- CAYEUX L. (1937). — Nouvelles données sur l'existence de bactéries dans les roches sédimentaires anciennes. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 204, p. 1517.
- CHALLINOR J. (1961). — A dictionary of geology. Cardiff, Univ. of Wales Press, 235 p.
- CHAMBERT (1908). — Notes sur le cercle de Gouré, dans la région de Zinder. *Rev. Troupes colon.*, p. 267.
- CHAMOT G. A. (1960). — Fossiles marins dans le Gondwanien de Bolivie. *Eclogae geol. Helv.*, 53, n° 1, p. 205-209.
- CHAMPAULT B. (1953). — Industrie de Tachenghit. *A. F. A. S., Actes 70^e Congr. (1951)*, p. 123-130.
- CHASSELOUP LAUBAT, F. de (1958). — Hommage à Conrad Kilian. *C. R. Acad. Sci. O.-M., Paris*, 18, n° 7, p. 283-302.
- CHATONIER D. (1957). — Contribution à l'étude de la minéralisation des eaux en rapport avec la composition chimique du sous-sol. *Thèse Doct. Pharm.* Clermont-Ferrand, 173 p., fig.
- CHAVAILLON J. (1956 a). — Formations subordonnées aux sables du Grand Erg occidental dans la région Béni-Abbès-Hassi-Fokra. *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 10, p. 142-146.
- CHAVAILLON J. (1956 b). — Quaternaire de la vallée du Guir (Sahara nord-occidental). *C. R. Soc. géol., Fr.*, p. 231-233.
- CHAVAILLON J. et N. (1957). — Chronologie du Quaternaire saharien depuis les derniers dépôts du Paléolithique ancien jusqu'au Néolithique. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 244, p. 1663-1666.
- CHAVAN A. (1954). — Pélécy-podes marins de la formation de Pala-Lamé (territoire du Tchad). *Afr. équât., Haut-Commis. rép., Bull. Dir. Min. géol.*, n° 6, p. 83.
- CHEBOTAREV I. I. (1955). — Metamorphism of natural waters in the crust of weathering. *Geochim. cosmochim. Acta*, G. B., 8, nos 1, 2, 3, 4, p. 22-48, 137-170, 198-212.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1930). — Sul genere « Noetlingaster » Vredenburg. *Boll. r. Uff. geol. Ital.*, 55, n° 10, 24 p.
- CHECCHIA RISPOLI, G. (1931). — Sopra alcuni Spatagoidi del maestrichtiano della Tripolitania. *Boll. r. Uff. geol. Ital.* 56, n° 5, 14 p.
- CHEVALIER A. (1932). — Sur la mer quaternaire de Tombouctou. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 194, p. 1593.
- CHOUBERT G. (1948). — Essai sur la paléogéographie du Mésocrétacé marocain. *Bull. Soc. Sci. nat. Maroc, Vol. jubilaire*, p. 307-329, 1 fig., 1 carte.
- CHOUBERT G., MARCAIS J. (1952). — Géologie du Maroc : aperçu structural et histoire géologique du domaine de l'Anti-Atlas. *Serv. géol. Maroc, Notes Mém.*, n° 100, fasc. 1, 196 p., 16 pl. (Monogr. région. 19^e Congr. internation. Géol., sér. 3, n° 6).
- CHUDEAU R. (1906 a). — D'Iferouane à Zinder. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 142, p. 530-531.
- CHUDEAU R. (1906 b). — De Zinder au Tchad. *C. R. Acad. Sci., Fr.* 143, p. 193.
- CHUDEAU R. (1907). — Le Lutétien au Soudan et au Sahara. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 144, n° 15, p. 811-813.
- CHUDEAU R. (1909 a). — Ammonites du Damergou (Sahara méridional). *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), 9, p. 67-71, 3 pl.
- CHUDEAU R. (1909 b). — Sahara soudanais (Mission au Sahara). Paris, Colin, 326 p.
- CHUDEAU R. (1909 c). — Non-existence probable de la mer de Tombouctou. *C. R. Soc. géol., Fr.*, p. 385-86.
- CHUDEAU R. (1910). — Note sur la géologie du Soudan. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 10, p. 317-332.

- CHUDEAU R. (1913). — Rectifications et compléments à la carte géologique du Sahara central. *Bull. soc. géol. Fr.*, (4), 13, p. 172-182.
- CHUDEAU R. (1917). — Remarques sur la géologie de l'Afrique occidentale. *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 5, p. 63-65.
- CHUDEAU R. (1918). — Recherches sur la tectonique de l'Afrique occidentale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 18, p. 59-87.
- CHUDEAU R. (1919). — La capture du Niger par le Tafassasset. *Ann. Géogr., Fr.*, (28), n° 151, p. 52-60.
- CHUDEAU R. (1921). — Ammonites turoniennes du Soudan. *Bull. Mus. nation. Hist. nat., Fr.*, 27, n° 6, p. 463-470, 1 pl.
- CHUDEAU R. (1925). — Rapport géologique et hydrogéologique. Mission du Transafricain. Paris, Soc. Ed. géogr. marit. colon.
- CHUDEAU R., FRITEL P. (1920). — Quelques bois silicifiés du Sahara. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), p. 202-207.
- CLARACQ P., DURIF P. (1958). — Découverte d'un affleurement jalonnant la transgression du Crétacé supérieur en direction d'Amguid (Sahara central). *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 13, p. 307-308.
- CLARK T. H. (1954). — Shale : a study in nomenclature. *Trans. r. Soc. Canada, Sect. IV*, (3), 48, p. 1-7.
- CLAYS and CLAY MINERALS. — Voir : W. O. Milligan et A. Swineford.
- COLLIER D. (1961). — Mise au point sur les processus de l'altération des granites en pays tempéré. *Ann. agron., Fr.*, 12, n° 3, p. 273-331.
- COLLIGNON M. (1937). — Ammonites cénomaniennes du Sud-Ouest de Madagascar. *Ann. géol. Serv. Mines, Madagascar*, n° 8, p. 29-69, 11 pl.
- COLLIGNON M. (1957 a). — La série néocrétacée du Fezzan et sa faune de Céphalopodes. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 244, n° 3, p. 367-369.
- COLLIGNON M. (1957 b). — Céphalopodes néocrétacés du Tinrhert (Fezzan). *Ann. Paléontol., Fr.*, 43, p. 1-24.
- COOMBS D. S., ELLIS A. J., FYFE W. S., TAYLOR A. M. (1959). — The zeolite facies with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. *Geochim. cosmochim. Acta*, G. B. 17, p. 53-107.
- COPPENS Y. (1960). — Le Quaternaire fossilifère de Koro-Toro (Tchad). Résultats d'une première mission. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 251, n° 21, p. 2385-2386.
- CORBEL J. (1957). — L'érosion chimique des granites et silicates sous climats chauds. *Rev. Géomorphol. dynam., Fr.*, n° 1-2, p. 4-8.
- CORMIER R. F. et al. (1957). — Rubidium-strontium ages of the mineral glauconite and their application to the construction of a post-precambrian time-scale. *M. I. T. Dept. geol. geophys. Rés. Bull. geol. Soc. Amer.*, 67, n° 12, Part. 2, p. 1681, 1 tabl.
- CORNET A. (1942). — Une topographie fossile anté-éocène dans le Nord-Ouest de l'adras des Iforas (Sahara soudanais). *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 13, p. 141-142.
- CORNET A. (1943). — La transgression crétacée-éocène à l'Ouest de l'adras des Iforas et les dépôts continentaux post-éocènes. *Trav. Inst. Rech. sahar., Algér.*, 2, p. 177-199.
- CORNET A. (1948). — Sur la réalité de mouvements post-crétacés au Sahara. *Trav. Inst. Rech. sahar., Algér.*, 5, 16 p., 2 pl.
- CORSIN P. (1932). — Sur la flore dinantienne de Defirou. *Bull. Mus. nation. Hist. nat., Fr.*
- CORTIER M., LEMOINE P. (1909) — Quelques données sur la géologie du Sahara et du Soudan. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 9, p. 407-415.
- CORTIER M. (Cap.) (1925). — Mission du Transafricain (1912). Notice sur la géographie physique du Sahara soudanais. Paris, Soc. Ed. géogr. 2, p. 1-30.
- COSTES G. (1957). — Etude théorique de l'exploitabilité d'un gisement minier. *Mines, Fr.*, 12, n° 1, p. 3-12.
- COTILLON P. (1961). — Les formations ferrugineuses de l'Hauterivien de Bargême (Var). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2, n° 6, p. 779-782.
- COTTON C. A. (1949). — Geomorphology. New York, Wiley, 505 p.
- COTTON C. A. (1952). — The erosional grading of convex and concave slopes. *Geogr. J.*, G. B., 118, p. 197-204, 2 fig.
- COTTREAU J. (1934). — Notes sur les Echinides provenant du Crétacé du Damergou (Niger). *Bull. Mus. nation. Hist. nat., Fr.*, (2), 6, n° 3, p. 324-326.
- COURTET H. (1905 a). — Les sels de la région du Tchad. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, p. 316.
- COURTET H. (1905 b). — Observations géologiques recueillies par la mission Chari-Lac Tchad. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 140, p. 160-162.

- COURTY G. (1959). — Contribution à l'étude du minerai de fer de May-sur-Ornes (Calvados). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 1, p. 500-510.
- COURTY G. (1960). — Sur les rapports de l'oligiste et de la sidérose dans l'hématite de Saint-Rémy (Calvados). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 250, n° 12, p. 2237-2238.
- COURTY G. (1961 a). — Sur la sidérisation d'oolithes chloriteuses au sommet de la couche de minerai de fer de Saint-Rémy (Calvados). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 252, n° 2, p. 301-303.
- COURTY G. (1961 b). — Le phosphate de calcium dans les minerais de fer siluriens de Normandie. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 252, n° 10, p. 1486-1488.
- COURTY G. (1961 c). — Mode de cimentation des oolithes dans l'hématite de Saint-Rémy (Calvados). *C. R. Soc. géol., Fr.*, fasc. 4, p. 85-86.
- CRATCHLEY C. R. (1960). — Geophysical survey of the South-Western part of the Chad basin. Kaduna, C. C. T. A.
- CRENN Y., METZGER J., RECHENMANN J. (1959). — Relation de la carte gravimétrique du centre de l'Afrique occidentale française avec les grandes unités géologiques. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 248, n° 8, p. 1200-1203.
- CRESPIN I. (1938). — A study of australian diatomites with special reference to their value as filter media. *Bur. miner. Resources, Geol. Geophys.*, Bull. n° 7, Misc. Sér. n° 3, Australie.
- CUVILLIER J. (1928). — Les végétaux fossiles d'Egypte. *Bull. Soc. r. Géogr. Egypte*, 15, p. 289-305.
- CUVILLIER J. (1936). — Présence de Carbonifère marin dans l'ouadi Abou Darag (Désert arabe). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 204, p. 1834.
- CUVILLIER J. (1951). — Corrélations stratigraphiques par microfaciès en Aquitaine occidentale. Leiden, E. J. Brill, 23 p., 90 pl.
- CUVILLIER J. (1953). — Paléographie de l'Egypte au début des temps tertiaires. *Bull. Soc. r. Géogr. Egypte*, 25, p. 1-7.
- DAGET J. (1959). — Restes de *Lates niloticus* (Poisson, *centropomidae*) du Quaternaire saharien. *Bull. Inst. fr. Afr. noire*, p. 1105.
- DAGET J. (1961). — Restes de Poissons du Quaternaire saharien. *Bull. Inst. fr. Afr. noire*, Sér. A, 23, n° 1.
- DALLONI M. (1945). — La mission scientifique du Fezzan. III. *Trav. Inst. Rech. sahar., Algér.*, p. 176-8.
- DALLONI M. (1954). — Sur les terrains tertiaires supérieurs de l'Algérie et la classification du Néogène méditerranéen. *19^e Congr. internation. Géol.*, Sect. 13, p. 9-24.
- DALLONI M., CHOUBERSKY A. DE (1934). — Mission scientifique au Tibesti 1930. *Mém. Acad. Sci., Fr.*, 61.
- DALLONI M., MONOD T. (1948). — Mission scientifique du Fezzan (1944-45). II. Matériaux pour l'étude du Sahara oriental. Géologie et préhistoire. *Inst. Rech. sahar. Univ. Alger*, 118 p., 11 fig., 49 pl. h. t.
- DANGEARD L. (1952). — Oolithes marines actuelles. Comparaisons avec les oolithes marines anciennes. *19^e Congr. internation. Géol.*, Alger, sect. 4 (1953), p. 79-80.
- DANGEARD L., RIOULT M. (1961). — Observations sur les traces d'organismes fouisseurs dans les minerais de fer ordoviciens de Basse-Normandie et sur l'importance de la bioturbation. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 252.
- DAPPLES E. C. (1947). — Sandstones types and their associated depositional environments. *J. sediment. Petrol., U. S. A.*, 17, n° 3, p. 91-100.
- DARS R. (1957). — Sur l'existence du Continental intercalaire au Nord-Est de Nara (A. O. F.). *C. R. Soc. géol., Fr.*, p. 248.
- DARS R. (1960). — Les formations sédimentaires et les dolérites du Soudan occidental (Afrique occidentale). *Thèse*, Paris.
- DARTEVELLE E. (1942). — Le Crétacé supérieur de Mossamédès. (Contribution à la géologie de l'Angola II). *Bull. Soc. belge Géol. Paléontol. Hydrol.* 50, (1940-1941), p. 186-189.
- DARTEVELLE E., BREBION P. (1956). — Mollusques fossiles du Crétacé de la côte occidentale d'Afrique du Cameroun à l'Angola. I. Gastéropodes. *Ann. Mus. r. Congo belge, Sci. géol., Belg.*, 15.
- DARTEVELLE E. (†), FRENEIX S., SORNAY J. (1957). — Mollusques fossiles du Crétacé de la côte occidentale d'Afrique du Cameroun à l'Angola. II — Lamellibranches, Inocérames, par J. SORNAY. *Ann. Mus. r. Congo belge. Sci. géol., Belg.*, 20.
- DAUTZENBERG, P., DOLLFUS G. F. (1926). — Sur un fossile nouveau du Tertiaire africain (*Ceratodes niameyensis*). *J. Conchyl., Fr.*, 1926, p. 225-228.
- DEBYSER J. (1961). — Contribution à l'étude géochimique des vases marines. *Thèse*. Paris, I. F. P., 249 p.

- DEBYSER J., ROUGE P. E. (1956). — Sur l'origine du fer dans les eaux interstitielles des sédiments marins actuels. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 243, p. 2111-2113, 2 tabl.
- DECHASEAUX C. (1946). — Le genre *Desertella* MUNIER-CHALMAS, type d'une nouvelle famille de Lamellibranches : les *Desertellidae*. *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 15, p. 307-309.
- DEFFEYES K. S. (1959). — Zeolites in sedimentary rocks. *J. sediment. Petrol. U.S.A.*, 29, n° 4, p. 602-609.
- DEGENS E. T., WILLIAMS E. G., KEITH, M. L. (1957-1958). — Environmental studies of carboniferous sediments. Part I : geochemical criteria for differentiating marine and fresh-water shales. *Bull. amer. Ass. Petrol. Geologists*, 41, n° 11, p. 2427-55.
- DEICHA G. (1944). — La vitesse de sédimentation chimique salifère et les chiffres d'évaporation annuelle. *C. R. Soc. géol., Fr.*, p. 140-142.
- DEKKER G. (1961). — Mesures et calculs des transports solides du Niger en Nigeria. *C. C. T. A.-C. S. A. Conf. inter-afr. Hydrol. Nairobi*.
- DELCLAUD C., ORTYNSKI I., PERRODON A. (1957). — Les découvertes de Hassi-Messaoud et de Hassi R'mel dans le Sahara septentrional. *3^e Congr. nation. Pétrole fr.*, 15 p., 5 fig.
- DELIBRIAS G., HUGOT H. J. (1962). — Datation par la méthode dite du « C 14 » du néolithique de l'adrar Bous (Ténéréen). Mission Berliet Ténéré-Tchad, Paris, Arts et Métiers, graph., p. 71-72.
- DELMER A. (1951). — La sédimentation cyclique et notamment la sédimentation houillère considérée comme un phénomène d'oscillations de relaxation auto-entretenues. *C. R. 3^e Congr. Stratigr. Géol., Carbonifère, Heerlen*, 1, p. 135-139.
- DEMOLON A., BASTISSE E. (1946). — Observations sur les premiers stades de l'altération spontanée d'un granite et la genèse des colloïdes argileux. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 223, p. 115-118.
- DENAEYER M. E. (1924). — Nouvelles observations sur la géologie du Tibesti-Djado-Kaouar. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 169, p. 472-475.
- DENAEYER M. E. (1952). — Sur l'existence de filons de calcite à structure cone-in-cone ; conclusion au point de vue génétique. Alger, *19^e Congr. internation. Géol., rés. comm.* p. 105.
- DENAEYER M. E. (1955). — Lignes structurales et éruptives récentes des Virunga. *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 5, p. 61-64.
- DENHAM, CLAPPERTON, OUDNEY (1826). — Narratives of travels and discoveries in northern and central Africa. Trad. Arthus Bertrand, Paris (1926).
- DEPERET C., SAVORNIN J. (1927). — La faune de reptiles et de poissons albiens de Timimoun (Sahara algérien). *Bull. Soc. géol., Fr.*, (4), 27, p. 257.
- DESCHAMPS M. (1958). — Le Sidérolithique de Lembron, au Sud d'Issoire (Puy-de-Dôme). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 247, n° 25, p. 2391-2394.
- DESIO A. (1942). — Il Tibesti nor orientale. *R. Soc. geogr. Ital.*, 232 p.
- DESIO A. (1943). — Il Sahara italiano. Il Tibesti nord-orientale. *R. Soc. geogr. Ital.*, 232 p., 45 fig., 30 tav., *carta geol. 1 : 2.000.000*.
- DESIO A. (1954 a). — Sulle comunicazioni maritime fra la Libia e l'Africa tropicale nella Creta e nell'Eocene. *19^e Congr. internation. Géol.*, Alger, fasc. 21, p. 155.
- DESIO A. (1954 b). — Il Senoniano superiore della Libia. *C. R. 19^e Congr. internation. Géol.*, Alger, n° 21, p. 157.
- DESIO A. (1954 c). — Bibliografia geologica della Libia dal 1941 al 1952. *Ist. Geol. Paleontol. Geogr. fis. Univ. Milano*, Sér. G., Publ. n° 82, 8 p.
- DESTENAVE (1903 a). — Exploration des îles du Tchad. *Géographie*, 7, p. 421.
- DESTENAVE (1903 b). — Le Lac Tchad. *Rev. gén. Sci. pures appl., Fr.*, 14, p. 649-717.
- DESTOMBES J. (1958). — Les gisements de minéral de fer oolithique sédimentaire de la bordure sud de l'Ougnat et du Maïder. *Mines Géol., Maroc*, n° 4, p. 32-35.
- DESTOMBES J. (1959). — Les minerais de fer oolithiques : idées actuelles sur leur structure et leur genèse. *Mines Géol., Maroc*, n° 6, p. 43-51.
- DESTOMBES J., LUCAS J. (1956). — Une occurrence de natro-alunite dans le Gothlandien de Tazzarine (Jebel Sarhro-Sud). *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 133, p. 117-123, 3 fig.
- DEVILLERS C. (1948). — Les dépôts quaternaires de l'erg Tihodaine (Sahara central). *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 10, p. 189.
- DEVILLERS C. (1950). — Les dépôts quaternaires de l'erg Tihodaine (Sahara central). *C. R. 13^e Congr. préhis. Fr.*, p. 276-278.
- DIADTCHENKO M. G., KHATOUNTZEVA A. Ia (1956). — Cas de formation de la glauconie dans des conditions continentales. *Zap. vsesojuzn. mineral. Obsch.*, 85, n° 1, p. 49-57. Trad. C. N. R. S.

- DIEBOLD P. (1960). — Notes on the geology of the southern Cameroons. Kaduna, C. C. T. A., fév. 1960.
- DIXEY F. (1925). — The geology of Sierra Leone. *Quart. J. geol. Soc. London*, 81, part. 2, p. 195-221, pl. 12-14.
- DIXEY F. (1956). — The east african rift system. *Colon. Geol. miner. Resources*, G. B., suppl. n° 1, 71 p., 15 fig., 7 pl.
- DOUVILLE H. (1920). — L'Eocène au Soudan et au Sénégal. *Bull. Comm. Et. hist. scient. A. O. F.*, n° 2, p. 113-178.
- DOUVILLE H., TILHO J. (1933). — La géologie de la région au Nord du Tchad. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 197, p. 1013.
- DRESCH J. (1952). — Observations dans la région de Mokolo (Nord-Cameroun) *C. R. Soc. géol., Fr.*, p. 88-90.
- DRESCH J. (1959 a). — Notes sur la géomorphologie de l'Aïr. *Bull. Ass. Géographes fr.*, n° 280-281, p. 2-20, 2 fig., 2 pl. h. t.
- DRESCH J. (1959 b). — Notes sur la géographie humaine de l'Aïr. *Ann. Géogr., Fr.*, 68, n° 367, p. 257-262.
- DRESCH J., ROUGERIE G. (1960). — Observations morphologiques dans le Sahel du Niger. *Rev. Geomorphol. dynam., Fr.*, 11, n° 4-5-6, p. 49-58, 5 fig.
- DREYFUSS M. (1946). — Guide pratique du géologue de terrain pour l'étude des formations sédimentaires. Montpellier, Dubois et Poulain, 259 p., 137 fig., 10 ann.
- DREYFUSS M. (1951). — Pour une représentation graphique simple des sédiments marins. *Bull. Soc. géol. France*, (6), 1, p. 511-530.
- DREYFUSS M. (1953 a). — Représentation de la sédimentation du Jurassique supérieur en fonction du temps. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 236, p. 307-309.
- DREYFUSS M. (1953 b). — Quelques témoignages de la sédimentation en faveur de discontinuités dans les déformations. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 236, p. 1910-1912.
- DUBERTRET L. (1951). — Aperçu géologique sur la région de Merdjayoun (Liban). *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 7, p. 105-107, 1 fig.
- DUBERTRET L. (1955). — Géologie des roches vertes du Nord-Ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie). *Notes Mém. Moyen-Orient*, 6, p. 5-224.
- DUBIEF J. (1950). — Evaporation et coefficients climatiques au Sahara. *Trav. Inst. Rech. sahar., Algér.*, 6, p. 13-44.
- DUBIEF J. (1953). — Essai sur l'hydrologie superficielle au Sahara. Gouv. Gén. Algérie. Dir. Serv. colon. hydraul. Serv. ét. scient. Birmandreis, (Alger), 457 p.
- DUBIEF J. (1959). — Le climat du Sahara. T. 1, 312 p.
- DU DRESNAY R. (1956). — Contribution à l'étude de la série détritique jurassico-crétacée dans le haut Atlas oriental. *Notes mém. Serv. géol., Maroc*, 14, n° 133.
- DUNBAR C. O., RODGERS J. (1957). — Principles of stratigraphy. New York, Wiley, 356 p.
- DUNHAM K. C. (1960). — Syngenetic and diagenetic mineralisation in Yorkshire. *Proc. Yorkshire geol. Soc.* 32, part 3, n° 11, p. 229-284, 4 fig., 1 carte géol. h. t., 1 graph. h. t., bibliogr.
- DU PREEZ J. W. (1954). — Notes on the occurrence of oolites and pisolites in nigerian laterites. *C. R. 19^e Congr. internation. Géol.*, fasc. n° 21, p. 163-169.
- DUPREZ, FOUQUET (1928). — Reconnaissance Djanet-Toummo (Sahara oriental). *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam., Fr.*, 1, n° 1, fasc. 4, p. 271-284.
- DURAND J. H., DUTIL P. (1958). — Présence de latérite fossile au Hoggar. *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord*, 49, n° 1-2, p. 21-22.
- DURAND S., TERS M. (1958). — L'analyse pollinique d'argiles des environs de Challans (Vendée) révèle l'existence d'une flore cénomaniennne. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 247, p. 684-686.
- DUTIL P. (1959). — Sur la présence de deux niveaux quaternaires dans le massif central du Sahara (Hoggar). *C. R. Soc. géol., Fr.*, fasc. n° 7, p. 199-200.
- DU TOIT A. L. (1954). — The geology of South Africa. 3rd ed. prepared by S. H. Haughton. London.
- DUVEYRIER H. (1864). — Les Touaregs du Nord. Paris.
- EDMUNDS F. H. (1948). — British regional geology. The Wealden district. *Geol. Surv. mus.*, London, 2nd ed., 93 p., fig., 12 pl., dpl.
- ELOUARD P. (1959). — Etude géologique et hydrogéologique des formations sédimentaires du Guebla mauritanien et de la vallée du Sénégal. *Thèse*, Paris.
- EMBERGER J. (1954). — L'Albien supérieur des monts des Oulad Nails, au Sud du Hodna (Atlas saharien, Algérie). *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 14, p. 354-357.

- ENIKEFF M. G. (1939). — Le transport des sels dissous par le Niger en 1938. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **209**, p. 229-231.
- ERHART H. (1943 a). — Les latérites du Moyen-Niger et leur signification paléoclimatique. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **217**, p. 323.
- ERHART H. (1943 b). — Sur la nature et l'origine des sols du Delta central nigérien. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **217**, n° 16, p. 379-381.
- ERHART H. (1943 c). — Sur les terres à nodules calcaires et pisolithes ferrugineux du delta central nigérien. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **217**, p. 455-456.
- ERHART H. (1951). — Sur l'importance des phénomènes biologiques dans la formation des cuirasses ferrugineuses en zone tropicale. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **233**, p. 805, 966.
- ERHART H. (1953 a). — Sur la nature minéralogique et la genèse des sédiments de la cuvette tchadienne. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **237**, n° 5, p. 401-403.
- ERHART H. (1953 b). — Sur les cuirasses termitiques fossiles dans la vallée du Niari et dans le massif du Chaila (Moyen Congo, A. E. F.). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **237**, p. 431.
- ERHART H. (1956 a). — La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Esquisse d'une théorie géologique et géochimique. Biostasie et rhexistasie. Paris, Masson, 90 p.
- ERHART H. (1956 b). — La vie végétale continentale aux époques pré-dévonienne, vue sous l'angle de la théorie biorhéxistatique et des dernières découvertes palynologiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **6**, n° 4-5, p. 445-450.
- ERHART H. (1961 a). — Sur la genèse de certains gîtes miniers sédimentaires, en rapport avec le phénomène de biorhéxistasie et avec des mouvements tectoniques de faible amplitude. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **252**, n° 19, p. 2904-2906.
- ERHART H. (1961 b). — Sur la genèse de certains gîtes sédimentaires de fer. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **252**, p. 3307-3309.
- ERHART H., AGAFONOFF V., HUBERT H., LOMBARD J., BESAIRIE H. (1939). — Etude des altérations superficielles, application à l'exploration géologique et minière. *Bur. Et. géol. min.* n° 12.
- ERICSON D. B., EWING M., WOLLIN G., HEEZEN B. C. (1961). — Atlantic deep-sea sediment cores. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **72**, n° 2, p. 193-291.
- ERMOLOVA E. P. (1955). — Analcime et mordenite dans les dépôts oligocènes et miocènes du Caucase de l'Ouest. Genèse possible des deux minéraux. *Trudy mineral. Muz., S. S. S. R.*, n° 7, p. 76-82, 3 pl. h. t.
- EWANS W. D. (1946). — The geology of opencast mining of the Jurassic ironstones of Great Britain. *Bull. Instn. mining metal., Trans., G. B.*, Sept., p. 1-29.
- EVERNDEN J. F., CURTIS G. H., OBRADOVITCH J., KISTLER R. (1961). — On the evaluation of glauconite and illite for dating sedimentary rocks by the potassium-argon method. *Geochim. cosmochim. Acta, G. B.*, **23**, n° 1-2, April, p. 78-99.
- FABRE J. (1960). — Sédimentologie et flore des couches de Molteno au Basutoland (Afrique du Sud). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **250**, n° 10, p. 1878-1880.
- FABRE J. (1961). — Subsidence continue et dépôts houillers. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **253**, n° 19, p. 2090-2092.
- FABRE-TAXY S. (1947). — La faune du Turonien saumâtre de la Provence occidentale. *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 3, p. 54-56.
- FABRE-TAXY S., GUEIRARD S., JONQUET M. (1956). — Etude pétrographique du Cénomanien de l'auréole occidentale du bassin du Beausset (Var). *Bull. Soc. géol. Fr.*, et *C. R. Soc. géol., Fr.*, **14**, p. 272.
- FABRE-TAXY S., RAT P. (1959). — Le domaine mésogéen au Crétacé supérieur. *C. R. 84^e Congr. Soc. sav. Dijon, Sect. Sci., Colloque Crétacé sup. Fr.*, p. 839-855, 2 fig.
- FALCONER J. D. (1911). — The geology and geography of northern Nigeria. London, MacMillan, 286 p.
- FALLOT P. (1932). — Essai de définition des traits permanents de la paléogéographie secondaire dans la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), **2**, p. 533-552.
- FAURE H. (1951 à 1958). — Niger. *Rapp. ann. Serv. géol., A. O. F.*
- FAURE H. (1951 à 1959). — Rapports inédits. Dakar, Service Géologique.
- FAURE H. (1954). — Géologie des régions au Nord du Tchad (territoire du Niger). *C. R. Soc. géol. Fr.*, n° 13, p. 309-312.
- FAURE H. (1959 a). — Géologie des formations sédimentaires à l'Est de l'Aïr (Niger). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **1**, n° 2, p. 143-149.
- FAURE H. (1959 b). — Le Crétacé du bassin de Bilma (Niger). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **249**, n° 22, p. 2362-2364.

- FAURE H. (1959 c). — Une hypothèse sur la structure du Ténéré (Niger). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **249**, n° 23, p. 2591-2593.
- FAURE H. (1959 d). — Sur quelques dépôts du Quaternaire du Ténéré (Niger). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **249**, n° 25, p. 2809-2811.
- FAURE H. (1960 a). — Disque néolithique trouvé dans la région au Nord-Est de l'adrar Bous (Niger). *Notes afr., A. O. F.*, n° 88, p. 110-111, 1 fig.
- FAURE H. (1960 b, 1961). — Reconnaissance hydrogéologique du Niger oriental. Dakar, B. R. G. M., 12 fasc. multicolés, 377 p., 32 fig., 29 cartes.
- FAURE H. (1962 a). — Intérêt de la paléogéographie pour la prospection des substances utiles au Niger. *Bull. B. R. G. M., Fr.*, n° 1, p. 17-23.
- FAURE H. (1962 b). — Esquisse paléogéographique du Niger oriental depuis le Crétacé. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **254**, p. 4485-4486.
- FAURE H., GREIGERT J., MARTINET B. (1959). — Occurrences d'alunite au Soudan et au Niger. *C.R. Soc. géol., Fr.*, fasc. n° 7, p. 175-176.
- FELIX H. J. (1947). — La vie et la mort du Lac Tchad. Rapports avec l'agriculture et l'élevage : Min. F. O. M., Dir. Agr. Elev. For., Sect. tech. Agr. tropicale, 96 p.
- FERSMAN A. E. (1954). — Géochimie. T. 1 et 2. Moscou, Goskhimtekhnizdat.
- FEYLER L. (1935). — Observation de géographie physique dans le Ténéré, région du Tafassasset, entre Ahaggar, Aïr, Tibesti et Tchad. *Bull. Ass. Géographes fr.*, n° 89 (Juin) p. 91-95.
- FISCHER R. P., STEWART J. H. (1961). — Copper, vanadium and uranium deposits in sandstone. Their distribution and geochemical cycles. *Econ. Geol., U. S. A.*, **56**, p. 509-520.
- FISCHER-PIETTE E. (1948). — Sur quelques mollusques fluviatiles du Sahara (Aïr, Itchouma, Fezzan). *Bull. Mus. nation. Hist. nat., Fr.*, (2), **20**, p. 180-182.
- FLAMAND G. B. M. (1908). — Sur les grès dits à dragées et à sphéroïdes du Tadmayt (Sahara).
- FLAMAND G. B. M. (1911). — Recherches géologiques et géographiques sur le Haut-Pays de l'Oranais et sur le Sahara-Algérie et Territoire du Sud. *Thèse*. Lyon, Rey.
- FLANDRIN J. (1953). — Le Moyen-Orient pétrolier. Aperçu géologique. *Rev. Inst. fr. Pétrole*, **8**, n° 3, p. 90-104, tabl., 3 pl., carte.
- FLASCHEN S. S., OSBORN, E. F. (1957). — Studies of the system iron oxide-silica-water at low oxygen partial pressures. *Econ. Geol., U. S. A.*, **52**, p. 923-943.
- FORMOZOVA L. N. (1959). — Minerais de fer du Nord de la région du lac d'Aral. *Trudy geol. Inst., S. S. S. R.*, n° 20, 447 p., 49 fig., 16 pl. h. t.
- FORMOZOVA L. N. (1960). — En russe (Types de formations des gisements de fer oolithiques). *Izd. Akad. Nauk S. S. S. R.*, **3**, p. 117-146, 7 fig., 1 dpl. h. t.
- FORMOZOVA L. N. (1962). — Géochimie des minerais de fer oolithiques fluviatiles et deltaïques. *Trudy geol. Inst., S. S. S. R.*, n° 70, p. 5-27, 14 fig.
- FORTENS G. (1958). — Etude des couches crétacées de l'entre-Lukula-Lubuzi et de Lundu'Nsanzï (territoire de Lukula, Congo belge). *Ann. Mus. r. Congo belge (Afr. centr.)*, *Sci. géol., Belg.*, **23**, 172 p., 87 fig., 9 pl., 1 carte au 50.000.
- FOUET R., CAILLEUX A. (1950). — Mécanisme de la submersion profonde des reliefs originellement subaériens. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **231**, p. 978-980.
- FOUREAU F. (1905). — Documents scientifiques de la Mission saharienne : Mission Foureau-Lamy. Paris, Masson.
- FOURMARIER P. (1958). — Hydrogéologie. (2^e éd. rev. augm.). Liège, Vaillant Carmanne. Paris, Masson, 294 p., 164 fig.
- FOURNIER F. (1958). — Climat et érosion. Paris, Presses Universitaires de France, 1960.
- FOURTAU R. (1904). — Contribution à l'étude de la faune crétacique d'Egypte. *Bull. Inst. Egypte* (4), **4**, p. 231-349, pl. I-V.
- FRANCIS-BOEUF C. (1947). — Sur la teneur en oxygène dissous du milieu intérieur des vases fluviomarines. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **225**, p. 392-394.
- FRANZ H. (1959). — Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie und Klimatologie des Quartärs in Tschadbecken (Französisch-Aequatorialafrika). *Mitt. geol. Gesellsch. Wien*, **51**, (1 tafe u. 1 text figur p. 19-65).
- FREISS F. W. (1934). — The « Terra Roxa » in Sao Paulo, Brasil. *Econ. Geol., U. S. A.*, **29**, n° 3, p. 280-292.
- FRENEIX S. (1956). — Contribution à l'étude des Lamellibranches du Crétacé de Nouvelle-Calédonie. *Sci. Terre, Fr.*, **4**, n° 3-4.

- FRENEIX S. (1957). — Observations nouvelles sur la faune crétacée de Lamellibranches des différentes séries sédimentaires du Cameroun. *C.R. 82^e Congr. Soc. sav., Sect. Sci.*, p. 75-101, fig., 1 pl. (Rés. *Mus. r. Congo belge*).
- FRENEIX S., HOURCQ V., CAHEN L. (1959). — Mollusques fossiles du Crétacé de la côte occidentale d'Afrique du Cameroun à l'Angola III. Conclusions stratigraphiques et paléontologiques. *Ann. Mus. r. Congo belge, Sci. géol.*, **24**, 126 p., 15 fig., 7 dpl. h. t.
- FREYDENBERG H. (1908 a). — Description géologique de l'itinéraire N'Guigmi-Bilma d'après les échantillons rapportés par le Lt Ayasse. *Géographie*, **17-2**, p. 111-114.
- FREYDENBERG H. (1908 b). — Le Tchad et le bassin du Chari. *Thèse*.
- FRIPIAT J. J., GASTUCHE M. C. (1952). — Etude physico-chimique des surfaces des argiles. Les combinaisons de la kaolinite avec les oxydes de fer trivalents. *Inst. nation. Et. agron. Congo belge, Série Sci.*, n° 54, 60 p., 13 tabl., 20 photos.
- FRIEDEL P., BARTHOUX J. (1925). — Flore crétacée du grès de Nubie. *Mém. Inst. Egypte*, **7**, fasc. n° 2, p. 65-119, 7 pl.
- FRIZON-ROCHE R. (1960). — Mission Ténéré. Paris, Arthaud, 178 p., 110 photo.
- FURON R. (1933 a). — Essai sur l'évolution structurale de l'Afrique occidentale. *Bull. Agence gén. Colon.*, n° 293, p. 1037-1066.
- FURON R. (1933 b). — Découverte du Cénomaniens transgressif fossilifère et nouveaux gisements turo-niens dans la colonie du Niger (Matériaux géologiques rapportés par M. Auguste Chevalier). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **196**, p. 793.
- FURON R. (1933 c). — Faunes et extension du Crétacé au Sud de l'Ahaggar. *C.R. Soc. géol., Fr.*, p. 77, et *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), **3**, p. 259-280.
- FURON R. (1933 d). — Nouvelles observations sur l'extension du Crétacé et de l'Eocène dans la colonie du Niger. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **196**, p. 1033.
- FURON R. (1934). — Observations préliminaires sur l'existence au Damergou (Niger) d'une faune crétacée analogue à celle de Djoua (Algérie). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **198**, p. 1248.
- FURON R. (1935). — Le Crétacé et le Tertiaire du Sahara soudanais (Soudan, Niger, Tchad). *Arch. Mus. Hist. nat.*, (6) **13**, 96 p., 76 fig., 7 pl.
- FURON R. (1941). — La paléogéographie. Paris, Payot, 530 p.
- FURON R. (1942). — Le Crétacé moyen du Sahara oriental. *C.R. Soc. géol., Fr.*, p. 184.
- FURON R. (1949). — Sur le Paléocène africain. *Soc. géol., Fr.*, p. 312.
- FURON R. (1950). — Géologie de l'Afrique. Paris, Payot.
- FURON R. (1954). — Réflexions sur la paléogéographie, la tectonique et la morphologie de l'Afrique nord-équatoriale. *C.R. 19^e Congr. internation. Géol.*, Alger, 1952, fasc. 20, p. 41-51.
- FURON R. (1955). — Histoire de la géologie de la France d'Outre-mer. *Mém. Mus. nation. Hist. nat., nouv. sér., Sér. C, Sci. Terre*, **5**, fasc. unique.
- FURON R. (1957). — Le Sahara. Géologie, ressources minérales, mise en valeur. Paris, Payot, 300 p., 22 cartes.
- FURON R. (1959). — La paléogéographie. Essai sur l'évolution des continents et des océans. 2^e éd. Paris, Payot, 403 p., 76 fig., 12 pl.
- FURON R. (1960). — Géologie de l'Afrique. Paris, Payot.
- FURON R., DAUMAIN G. (1959). — Esquisse structurale provisoire de l'Afrique au 1 : 10 000 000. Notice explicative. Paris, Congr. géol. internation., Ass. Serv. géol. afr., 16 p.
- FURON R., KILIAN C. (1934 a). — Primaire et Crétacé entre le Tibesti et l'Aïr. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **198**, p. 1798-1800.
- FURON R., KILIAN C. (1934 b). — Découverte du Sénonien au Damergou (Niger français). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **198**, p. 1619.
- FURON R., KILIAN C., MENCHIKOFF N. (1935). — La géologie du Sahara. *Rev. gén. Sci.*, **46**.
- FURON R., MENCHIKOFF N. (1935). — Sur l'Eocène et le Crétacé du Tanérouft (Sahara). *C.R. Soc. géol., Fr.*, n° 7, p. 102-103.
- FURON R., PÉRÉBASKINE V. (1930). — Notice sur une carte géologique de reconnaissance du Soudan français (2 cartes). *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam., Fr.*, **3**, p. 77-91.
- GABERT P. (1960). — Une tentative d'évaluation du travail de l'érosion sur les massifs montagneux qui dominent la plaine du Pô. *Rev. Géogr. alp., Fr.*, **48**, n° 4, p. 593-605, 1 fig.
- GABILLY J. (1960). — Les faciès du Lias inférieur et moyen de la bordure sud-est du massif vendéen. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **251**, n° 15, p. 1540-1542.
- GADEL Cdt. (1907 a). — Notes sur l'Aïr. *Bull. Soc. Géogra. A. O. F.*, p. 28-52.

- GADEL Cdt. (1907 b). — Note sur Bilma et les oasis environnantes. *Rev. col.*, Juin, p. 361.
- GARDE G. (1909). — Sur l'âge des terrains fossilifères de l'Adar-Doutchi. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 9, et *C. R. Soc. géol., Fr.*, p. 150.
- GARDE G. (1910). — Description géologique des régions situées entre le Niger et le Tchad et à l'Est et au Nord-Est du Tchad. *Thèse*.
- GARDE G. (1912). — Sur l'âge des terrains sédimentaires du Sahara soudanais. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 12, p. 356-359.
- GASTUCHE M. C. (1959). — La genèse des minéraux argileux. *Rev. Quest. sci., Belg.*, (5), 20, p. 64-92, 8 fig.
- GAUTHIER E. F. (1908). — Le Sahara. Paris, Payot.
- GAUTHIER P. (1940). — Note sur le gisement d'alunite de Madriat. *Rev. Sci. nat. Auvergne*, 7, p. 96.
- GAUTHIER V. (1901). — Contribution à l'étude des Echinides fossiles. Description d'un Echinide du Sahara. *Bull. Soc. géol. Fr.*, p. 189.
- GAUTHIER-LIÈVRE L. (1935). — Sur une des singularités de l'oued Rhir : des foraminifères thalassoïdes vivant dans les eaux sahariennes. *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord*, 26, p. 142.
- GAUTHIER-LIÈVRE L. (1941). — Algues des eaux continentales africaines. *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord*, 32, n° 5-7, p. 79, 125, 267, 283.
- GAZEL, V., HOURCQ, NICKLES M. (1956). — Carte géologique du Cameroun au 1:1 000 000. Notice explicative. *Bull. Dir. Mines Géol. A. E. F.*, n° 2.
- GENNESSEAUX M. (1960). — Migration expérimentale du fer dans les sédiments marins. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 251, n° 22, p. 2564-2565.
- GENTIL P. (1946). — Confins libyens, lac Tchad, fleuve Niger. Paris, Lavauzelle.
- GERMAIN L. (1934). — Contributions à la faune malacologique de l'Afrique équatoriale. Mollusques terrestres et fluviatiles du voyage de M. A. Chevalier au Sahara et en Afrique occidentale française (1931-1932). *Bull. Mus. Hist. nat., Fr.*, p. 60-67.
- GÈZE B. (1941). — Sur les massifs volcaniques du Cameroun occidental. *C. R. Acad. Sci., Fr.*
- GÈZE B. (1943). — Géographie physique et géologie du Cameroun occidental. *Mém. Mus. nation. Hist. nat., nouv. sér.*, 17, 271 p., carte géol. coul.
- GÈZE B. (1951). — Caractères de la sédimentation au Liban, pendant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur. *C. R. Soc. géol., Fr.*, p. 93.
- GÈZE B. (1957). — Reconnaissance volcanologique du Tibesti. *Bull. Dir. Mines Géol. A. E. F.*, 8.
- GÈZE B., HUDELEY H., VINCENT P., WACRENIER P. (1957). — Succession et âge probable des formations volcaniques du Tibesti (Sahara du Tchad, A. E. F.). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 245, n° 25, p. 2328-2331.
- GIDON P. (1957). — L'ordre de succession des phénomènes orogéniques et ses conséquences. *Bull. Soc. géol. Fr.*, fasc. 1-2, p. 125.
- GIGNOUX M. (1960). — Géologie stratigraphique. 5^e éd. compl. d'un addendum par L. Moret. Paris, Masson, 760 p., 155 fig.
- GIGOUT M. (1959). — Ages, par radiocarbone, de deux formations des environs de Rabat (Maroc). *C. R. Acad. sci., Fr.*, 249, n° 25, p. 2802-2803.
- GINZBURG I. I. (1957). — En russe. Principaux résultats des anciennes formations d'altération en U. R. S. S., *Izv. Akad. Nauk S. S. S. R., Ser. géol.*, n° 12, p. 61-88. (Trad. V. Morosoff et J. Vogt, B. R. G. M. Dakar).
- GIRDLER R. W. (1958). — The relationship of the Red Sea to the East african rift system. *Quart. J. geol. Soc., London*, n° 453, p. 79-105.
- GIROD J., LACROIX J. (1960). — Influence de l'acidité sur les mouvements de l'aluminium dans un mélange d'argiles. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 250, n° 25, p. 4182-4183.
- GLACOLEVA M. A. (1961). — Influence de la salinité d'un bassin sur l'accumulation dans ses dépôts de divers éléments. *Dokl. Akad. Nauk. S. S. S. R.*, 136, n° 2, p. 441-443.
- GLANGEAUD L. (1938). — Etudes quantitatives et expérimentales sur l'érosion et le transport par les eaux courantes. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam., Fr.*, 11, fasc. 4, p. 323-370.
- GLANGEAUD L. (1941 a). — Evolution des minéraux résiduels et notamment du quartz dans les sols autochtones en A. O. F. *C. R. Acad. Sci., Fr.* 212, p. 862-864.
- GLANGEAUD L. (1941 b). — Corrélation statistique, classification et hiérarchie des facteurs intervenant dans la formation des sédiments. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), 11, p. 371-388.
- GLANGEAUD L. (1942). — Etude statistique de l'action du bioclimat sur les caractères chimico-minéralogiques des sols de la Côte-d'Ivoire (rapport silice-alumine). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 215, p. 360-362.

- GLENN R. C., JACKSON M. L., HOLE F. D., LEE G. B. (1960). — Chemical weathering of layer silicate clays in loess-derived Tama silt loam of southwestern Wisconsin. In: *Clays and clay minerals*. London, New York, Pergamon Press, p. 63-83.
- GOGUEL J. (1955). — Utilisation géologique des prospections gravimétriques. *Ann. Mines Fr.*, **144**, n° 5, p. 26-37, 7 fig.
- GOGUEL J. (1959). — Le rôle de la pression fluide dans les déformations tectoniques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **1**, n° 6, p. 571-573.
- GOLDSCHMIDT V. M. (1945 a). — Les principes de la répartition des éléments chimiques dans les minéraux et les roches. *J. chem. Soc., G. B.*, p. 655.
- GOLDSCHMIDT V. M. (1945 b). — The geo-chemical « background » of minor element distribution. *Soil Sci., G. B.*, **60**, July, p. 1-7.
- GOLDSCHMIDT V. M. (1954). — *Geochemistry*. Oxford.
- GOODWIN A. M. (1956). — *Econ. Geol., U. S. A.*, **51**, p. 565-595.
- GORDON M., TRACEY J. I., ELLIS M. W. (1958). — Geology of the Arkansas bauxite region. *Geol. Surv. prof. Paper. U. S. A.*, **299**, 268 p., photo., coupes, cartes.
- GRAINDOR M. J., MARIE P. (1959). — Le Sénonien inférieur au S-SW des îles Chausey (Manche). *C. R. Soc. géol., Fr.*, fasc. 3, p. 56-58.
- GRALL (Lt.) (1945). — Le secteur nord du Cercle de Gouré. *Bull. Inst. fr. Afr. noire, Dakar*, **7**, p. 1-46, 49 fig., 1^e carte.
- GRANDET C. (1955). — Aspects de la morphologie dunaire dans la région de Béni-Abbès. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6) **5**, fasc. 1-3, p. 135-142.
- GRANDIN (Cap.) (1951). — Notes sur l'industrie et le commerce du sel au Kavar et en Agram. *Bull. Inst. fr. Afr. noire, Dakar*, **13**, n° 2, p. 488-533.
- GRAY H. H. (1958). — Definition of terms formation in stratigraphic sense. *Bull. amer. Ass. Petrol. Geologists*, **42**, n° 2, p. 451.
- GRAZIOSI P. (1934). — Recherches préhistoriques au Fezzan et dans la Tripolitaine du Nord. *Anthropologie, Fr.*, **44**, p. 33-43.
- GREEN J. (1959). — Geochemical table of the elements for 1959. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **70**, 1127-1187.
- GREGORY J. W. (1922). — Supplementary note on the geology of Benguela, in relation to its Cephalopodes and the history of the South Atlantic. *Trans. r. Soc. Edinburgh*, (1921), **53**, part 1, p. 161-163.
- GREGORY S. W., CURRIE E. D. (1930). — General geology (collection F. Rodd). *Quart. J. geol. Soc. London*, **86**, p. 399-403.
- GREIGERT J. (1953). — Niger. *Rapp. ann. Serv. géol. A. O. F.*, Dakar.
- GREIGERT J. (1957). — Introduction à la connaissance hydrogéologique du bassin occidental du Niger. Structure des dépôts crétacés et tertiaires du bassin occidental du territoire du Niger. *Gouvernt gén. A. O. F., Dir. fédér. Min. Géol.*, Avril, inédit.
- GREIGERT J. (1960). — Notice explicative sur la carte géologique de la feuille Dosso, République du Niger. *Dakar B. R. G. M.*, (1961).
- GREIGERT J., JOULIA F., LAPPARENT A. F. de (1954). — Répartition stratigraphique des gisements de vertébrés dans le Crétacé du Niger. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **239**, p. 433-435.
- GREKOFF N. (1953). — Sur l'utilisation des microfaunes d'Ostracodes dans la stratigraphie précise du passage jurassique-crétacé (faciès continentaux). *Rev. Inst. fr. Pétrole*, **8**, p. 362-379.
- GRIM R. E. (1953). — *Clay mineralogy*. New York, London, Toronto, MacGraw Hill.
- GRIM R. E. (1958). — Concept of diagenesis in argillaceous sediments. *Bull. amer. Ass. Petrol. Geologists*, **42**, n° 2, p. 246-253.
- GROVE A. T. (1958). — The ancient erg of Hausaland, and similar formations on the south side of the Sahara. *Geogr. J., G. B.*, **124**, Part 4, Dec., p. 528-533, 2 pl. h. t.
- GROVE A. T. (1959). — A note on the former extent of Lake Chad. *Geogr. J., G. B.*, **125**, p. 465-467.
- GROVE A. T., PULLAN R. A. (1961). — Some aspects of the Pleistocene paleogeography of the Chad basin. Paper prepared in advance for participants in symposium n° 15. Wenner Gren foundation for anthropological research. « African ecology and human evolution », July 9-22, 21 p., 5 fig. (Not for publication).
- GUBBINS R. E. (1956). — Oil prospects of Sokoto province and their geological background. Nigeria, Socony Mobil Oil Co., G. R.-1, July.
- GUÉRANCE B., VIALON P. (1960). — Le Pharusien du bassin de Djanet dans la région du Tafassasset moyen (Ahaggar oriental, Sahara central). *C. R. Soc. géol., Fr.*, fasc. 3, p. 57-59.
- GUERMEUR P. (1954). — Diatomées de l'A. O. F. *Inst. fr. Afr. noire*, Catalogue n° 12, 1954, 137 p., 24 pl.

- GUILLEMMAIN C. (1909). — Beiträge zur Geologie von Kamerun. *Abhdlg. K. preuss. geol. Landesanstalt*, n° 62 (N. F.).
- GUILLEMMAIN C., HARBORT E. (1909). — Profil der Kreideschichten am Mungo. (Beiträge zur Geologie von Kamerun, n° 17). *Abhdlg. k. preuss. geol. Landesanstalt*, n° 62 (N. F.), p. 405-432.
- GUIRAUDIE C., ROCH E. (1952). — Les basaltes des plateaux de l'Adamaoua (Nord-Cameroun) et les vieilles latérites. *C. R. Soc. géol. Fr.*, n° 2, p. 17-19.
- HARPUM J. R. (1957). — Some notes on stratigraphical nomenclature. *Geol. Surv., Tanganyika*, Rep. n° 34 (inédit).
- HAUG E. (1904). — Sur la faune des couches à *Ceratodus* crétacées du Djoua, près Timassanine (Sahara). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 138, p. 1529-1531. (Fossiles recueillis par FOUREAU en 1893-1898).
- HAUG E. (1905 a). — La structure géologique du Sahara central d'après les documents géologiques et paléontologiques de M. FOUREAU. *Géographie, Fr.*, 12, p. 297.
- HAUG E. (1905 b). — Faune de Djoua. In FOUREAU : Documents scientifiques de la mission saharienne Foureau-Lamy. Paris, Société de Géographie.
- HAUG E. (1920-1921). — Traité de géologie. Paris, Armand Colin.
- HAYES J. S. (1960-1961). — Coal mining's influence on the development of eastern Nigeria. *Colliery Engng*, G. B., 37, n° 442, p. 528-531 ; part 2, 38, n° 443, p. 35-37.
- HEDBERG H. D. (1954). — Procedure and terminology in stratigraphic classification. *C. R. 19^e Congr. internation. Géol.*, Alger (1951), Sect. 13, fasc. 13, p. 205-233.
- HEDBERG H. D. (1958). — Stratigraphic classification and terminology. *Bull. amer. Ass. Petrol. Geologists*, 42, n° 8, p. 1881-1896, 1 fig.
- HEEZEN B. C., NESTEROFF W. D., SABATIER G. (1960). — Répartition des minéraux argileux dans les sédiments profonds de l'Atlantique nord et équatorial. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 251, n° 3, p. 410-412.
- HEM J. D. (1960). — Restraints on dissolved ferrous iron imposed by bicarbonate redox potential, and pH. *U. S. Geol. Survey. Water-Supply papers* 1459-B, p. 33-55, fig. 3-5.
- HEM J. D., CROPPER W. H. (1959). — Survey of ferrous ferric chemical equilibria and redox potentials. *Water-Supply Papers* n° 1459-A, p. 1-31, fig. 1-2.
- HEM J. D., SKOUGSTAD (1960). — Coprecipitation effects in solutions containing ferrous, ferric, and cupric ions. *Geol. Surv. Wat. Supply Paper, U. S. A.*, 1459-E, p. 95-110.
- HÉNIN S. (1956). — Classification des minéraux argileux. *Bull. Gr. fr. Argiles*, 8, n° 3, p. 29-35.
- HÉNIN S. (1957). — Essais de synthèse des minéraux argileux à partir de gels de silice. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 244, n° 2, p. 225-227.
- HENNIG E. (1914). — Paläogeographie des afrikanischen Mesozoikum. *Branca Festschrift*, p. 307-sqq.
- HENNIG E. (1929). — *Zbl. Mineral. Geol. Paläontol., Dtsch.*, sect. B, p. 277.
- HERZOG L. F., PINSON W. H., CORMIER R. F. (1958). — Sediment age determination by Rb/Sr analysis of glauconite. *Bull. amer. Ass. Petrol. Geologists*, 42, n° 4, p. 717-733.
- HILMY M. E. (1951). — Beach sands of the mediterranean coast of Egypt. *J. sediment. Petrol.*, 21, n° 2, p. 109-120.
- HOFFSTETTER R. (1959). — Un serpent terrestre dans le Crétacé inférieur du Sahara. *C. R. Soc. géol., Fr.*, fasc. 7, p. 196 et *Bull. Soc. géol. Fr.*
- HOGBEN S. J. (1929). — The muhammadan emirates of Nigeria.
- HOLDEN R. (1917). — On the anatomy of two paleozoic stems from India. *Ann. Bot., G. B.*, 31.
- HOLMES A. (1920). — The nomenclature in petrology.
- HOLMES A. (1959). — A revised geological time-scale. *Trans. Edinburgh geol. Soc.*, 17, part 3, p. 183-216.
- HOORE J. L. d' (1954). — L'accumulation des sesquioxydes libres dans les sols tropicaux. *Publications INEAC, Bruxelles, Sér. scient.*, n° 62, 132 p., 15 tabl., 24 fig., 37 photo.
- HOORE J. L. d' (1956). — Quelques remarques générales sur les sols d'Afrique intertropicale. *6^e Congr. internat. Sci. Sol.*, V, Paris, p. 149-154.
- HOORE J. L. d' (1960). — La carte des sols d'Afrique au 1 : 5 000 000, 3^e dessin. *Sols afr., Fr.*, 5, n° 1, p. 43-53.
- HOSE H. R. (1960). — The genesis of bauxite, the ores of aluminium. 2st internation. Congr. Géol., Report, Part xvi, p. 237-247.
- HOUGH J. L. (1958). — Fresh-water environment of deposition of Pre-Cambrian banded iron formations. *J. sediment. Petrol., U. S. A.*, 28, p. 414-430.
- HOYOS A., ALIAS L. (1960). — Deposit of alunites of Mazarron (Murcia). *C. I. P. E. A., Copenhagen*.

- HOYOS A., MATA A. (1956). — Formation d'alunite par attaque acide dans le « Pico del Teide », Tenerife (Islas Canarias). 6^e Congr. internat. Sci. Sol. V, Paris, p. 297-301, 1 fig., 5 tabl.
- HUARD P. (1960). — L'âge pastoral au Tibesti. *Notre Sahara*, n° 12, p. 17-28, 19 fig., 3 cartes.
- HUBAULT C., BONNET A., (1956). — Mission de pré-reconnaissance pétrolière en A. O. F. Campagne 1955-1956, Djado. *Bureau de Recherches de Pétrole*, 80 p. multigr., annexes.
- HUBER N. K. (1958). — The environmental control of sedimentary iron minerals. *Econ. Geol., U. S. A.*, 53, p. 123-140.
- HUBERT H. (1908). — Contribution à l'étude de la géographie physique du Dahomey. *Thèse*. Paris, E. Larose, 568 pages.
- HUBERT H. (1911 a). — Sur la géologie du Soudan. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 11, p. 28-32.
- HUBERT H. (1911 b). — Etat actuel de nos connaissances sur la géologie de l'Afrique occidentale. Paris, Larose, IV + 8 p., carte (2^e éd., 1920).
- HUBERT H. (1912). — Géographie et géologie du territoire militaire du Niger. Paris, s. n., 72 p.
- HUBERT H. (1913). — Sur de récentes observations concernant la géologie de l'Afrique occidentale française. *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 16, p. 187-189.
- HUBERT H. (1917). — Sur l'extension probable des formations tertiaires en Afrique occidentale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 17, p. 109-116.
- HUBERT H. (1920). — Le dessèchement progressif de l'A. O. F. *Bull. Com. Et. hist. sci. A. O. F.*
- HUBERT H. (1933). — Atlas des colonies françaises ; Afrique occidentale française. P. 2, carte 17. Paris.
- HUENE F. B. von, MATLEY C. A. (1933). — The cretaceous *Saurischia* and *Ornithischia* of the central provinces of India. *Mem. geol. Surv. India, Paleontol. indica*, 21 (new series), n° 1, p. 1-74, 24 pl.
- HUGOT H., QUEZEL P. (1957). — Sur quelques graines fossiles du gisement néolithique de Meniet (Sahara central). *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord*, 48, n° 5-6, p. 370-372.
- HUNT C. B., VARNES H. D., THOMAS H. E. (1953). — Lake Bonneville : geology of northern Utah valley, Utah. *Geol. Surv. prof. Paper*, 257-A, p. 1-100, 28 tabl., 22 fig.
- HUTCHINSON E. (1957). — A treatise of limnology. Vol. 1. Geography, physics and chemistry. New York, John Wiley & Sons, 925 p.
- HYDE H. P. T. (1951). — Tree trunks preserved in a volcanic flow in northern Cameroun. *Amer. J. Sci.*, 249, n° 1, p. 72-77.
- IHERING H. von (1927). — Die Geschichte des atlantischen Ozeans. Jena, Gustav Fischer, 237 p., pl. 1, 2.
- ILLING V. C. (1953). — The world's oilfields. « The science of petroleum », vol. 6, part. 1. Oxford Univ. Press, 174 p., 60 fig.
- IMBRIE J., POLDERVAART (1959). — Mineral compositions calculated from chemical analyses of sedimentary rocks. *J. sediment. Petrol.*, 29, n° 4, p. 588-595.
- JAMES T. C. (1956). — The nature of rift faulting in Tanganyika. *Com. Est-Central Geologie, 1^{re} Réunion, Dar-es-Salaam*, p. 81-94, 2 fig., 1 pl.
- JAMOND C., LAPADU-HARGUES P. (1960). — Etude de quelques oligo-éléments dans la série liasique du Mont-d'Or lyonnais (Rhône). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 2, n° 7, p. 839-841.
- JEAN (Lt.) (1909). — Les Touaregs du Sud-Est : l'Aïr, Paris.
- JEANNETTE A. (1958). — Présence d'une roche à caractère pouzzolanique aux environs de Segangane (région de Nador) *Mines Géol., Maroc*, n° 3, p. 41-42, 1 fig.
- JELGERSMA S. (1961). — Holocene sea level changes in the Netherlands. *Med. geol. Sticht., Ser. C, Nederl.*, 6, n° 7, 100 p., 43 fig., 7 pl., 6 dpl. h. t. (Rés. angl. p. 91-92, néerlandais p. 93-95).
- JÉRÉMINE E. (1941). — Sur les laves des massifs volcaniques du Cameroun occidental. *C. R. Acad. Sci., Fr.*
- JODOT P. (1933 a). — Remarques sur la présence de grès glauconieux aux rapides de Sotuba, sur le Niger, près de Bamako (Soudan français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2, p. 93-107.
- JODOT P. (1933 b). — Etudes de quelques roches latéritiques de la vallée du Niger (Soudan occidental français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 619.
- JODOT P. (1958). — Classification et climatologie des Mollusques du Quaternaire dans l'Ahaggar (Sahara). *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 15-16, p. 367-370.
- JODOT P., ROUAIX S. (1957). — Découvertes de Mollusques continentaux de l'Aquitainien et du Villafranchien au Sahara mauritanien et soudanais. *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 16, p. 375-377.
- JOIRE J. (1955). — Découvertes archéologiques dans la région de Rao (Bas-Sénégal). *Bull. Inst. fr. Afr. noire, Sér. B., Sénégal*, 17, n° 3-4.

- JOLEAUD L. (1923). — Essai sur l'évolution des milieux géophysiques et biogéographiques. *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), **23**, p. 205-257.
- JOLEAUD L. (1936 a). — Les courants marins aux époques géologiques. *Sci. Rev. Ass. fr. Avanc. Sci.*, **64**, n° 6, p. 261-275.
- JOLEAUD L. (1936 b). — Gisements de Vertébrés quaternaires du Sahara. *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord*, (déc. 1935), **26 bis** (vol. jubil.), p. 23-39.
- JOLEAUD L. (1938). — Histoire de la formation d'un désert : paléogéographie du Sahara. La vie dans la région désertique nord-tropicale de l'ancien monde. — Société de Biogéographie, **vi**, p. 21-47. Paris, Lechevalier.
- JOLEAUD L., LOMBARD J. (1933). — Conditions de fossilisation et de gisement des mammifères quaternaires d'Ounianga Kébir (Tibesti sud-oriental). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **3**, p. 239.
- JOLEAUD L., TE-YOU HSU (1935). — Crustacés décapodes du Crétacé de Tanout (Damergou, Niger français). *Arch. Mus. nation. Hist. nat., Paris*, (6), **13**, p. 99-110, 11 fig.
- JONES G. P. (1960). — Depositional history of the Bima sandstone of N. E. Nigeria. (Résumé). *C. C. T. A., C. S. A., Publ. n° 55*, p. 15 (rés. fr.).
- JONES H. A. (1955). — The occurrence of oolitic ironstones in Nigeria : their origin, geological history and petrology. *Thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy in the Univ. of Oxford. Merton College*, 233 p. dactyl.
- JOUBERT A., VAUFREY (1941-1946). — Le Néolithique du Ténéré — *Anthropologie, Fr.*, **50**, n° 3-4, p. 325-330.
- JOULIA F. (1951). — Niger, Rapport annuel 1951. Dakar, *Service géologique, Gouvern. gén. A. O. F.*, p. 63-67.
- JOULIA F. (1957). — Sur l'existence d'un important système de fractures intéressant le Continental intercalaire à l'Ouest de l'Air (Niger, A. O. F.). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), **7**, p. 137-143.
- JOULIA F. (1959). — Précisions sur la discordance cambro-ordovicienne d'In-Azaoua (Niger). *C. R. Soc. géol., Fr.*, fasc. 7, p. 177-178.
- JOULIA F., LAPPARENT A. F. de (1954). — Découverte de la série paléozoïque sur la bordure occidentale du massif de l'Air (Sahara méridional). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **238**, p. 2545-2547, 1 carte.
- JUNG J. (1946). — Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins. *Mém. carte géol., Fr.*, 372 p., 136 fig., 15 pl.
- JUNNER N. R. (1940). — Geology of the Gold-Coast and western Togoland, with revised geological map. *Bull. geol. Surv. Gold Coast*, n° 11, p. 5-40, 9 pl., carte géol.
- KARPOFF R. (1948). — Observations géologiques dans le Mounio (colonie du Niger). *C. R. Soc. géol. Fr.*, n° 16, p. 349-351.
- KARPOFF R. (1952). — Quelques exemples de tectonique récente dans le Bas-Sahara. *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 12, p. 245-247.
- KARPOFF R. (1953 a). — Sur la probabilité de mouvements récents dans l'adras des Iforas et à sa périphérie. *C. R. Soc. géol., Fr.*, p. 219.
- KARPOFF R. (1953 b). — Observations préliminaires sur l'hydrologie du Bas-Sahara. *19^e Congr. international. Géol.* (1952), Section 8, n° 8, 201-3, 8 fig.
- KARPOFF R. (1956). — Sur quelques failles et « grabens » de l'Arabie centrale et septentrionale. *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 15, p. 294-296.
- KARPOFF R. (1958). — La géologie de l'adras des Iforas (Sahara central). *Thèse, Paris*, (Gap, Impr. Louis-Jean), 265 p.
- KARPOFF R., LAVOCAT R., ROUAIX S. (1954). — Sur le Crétacé continental et ses gisements de Vertébrés entre le plateau d'Asselar et la frontière algéro-soudanaise. *C. R. Soc. géol. Fr.*, n° 2, p. 11-13.
- KASHKAJ M. A. (1961). — Gisements d'alunite : leur classification et processus les accompagnant. *Izvest. Akad. Nauk. S. S. R., Ser. geol.*, n° 7, p. 72-79, 6 fig. (Trad. S. I. G.).
- KAY M. (1947). — Geosynclinal nomenclature and craton. *Bull. amer. Ass. Petrol. Geologists*, **31**, p. 1289-1293.
- KAY M. (1951). — North american geosynclines. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, n° 48, 143 p., 20 fig., 16 pl.
- KELLER W. D. (1952). — Analcime in the Popo Agie member of the Chugwater formation. *J. sediment. Petrol.*, **22**, n° 2, p. 70-82.
- KELLEY D. R., KERR P. F. (1958). — Urano-organic ore at Temple Mountain, Utah. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **69**, n° 6, p. 701-755, 21 fig., 22 tabl., 6 pl.
- KELLEY H. (1951). — Outils à gorge africains. *J. Soc. Africanistes, Fr.*, **21**, p. 197-206.
- KELLEY V. C. (1956). — Thickness of strata. *J. sediment. Petrol.*, **26**, n° 4, p. 289-300.

- KERR P. F. (1937). — *Attapulugus* clay. *Amer. Mineralogist*, **22**, p. 534-550.
- KERR P. F. (1955). — Hydrothermal alteration and weathering. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **62**, p. 525-544.
- KERR P. F. (1958). — Uranium emplacement in the Colorado plateau. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **60**, n° 9, p. 1075-1112, 34 fig., 3 pl.
- KIKOÏNE J., RADIER H. (1949). — Quartzites d'altération au Soudan oriental. *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 14.
- KIKOÏNE J., RADIER H. (1950). — Silicification au Soudan oriental ; le calcaire à silex du Tertiaire continental (T. C.). *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 9, p. 168-169.
- KILIAN C. (1925). — Essai de synthèse de la géologie du Sahara sud-constantinois et du Sahara central. *C. R. Congr. internation. Géol.*, Bruxelles, 1922, 1 pl.
- KILIAN C. (1930 a). — Du Crétacé du versant nord du Massif central saharien. *C. R. Soc. géol., Fr.*, p. 125.
- KILIAN C. (1930 b). — Des bois silicifiés et des grès concrétionnés en grains de Hani bel Guebbour (Sahara sud-constantinois). *C. R. Soc. géol., Fr.*, p. 125.
- KILIAN C. (1931). — Des principaux complexes continentaux du Sahara. *C. R. Soc. géol., Fr.*, p. 109.
- KILIAN C. (1932 a). — A propos de quelques Ammonites du Crétacé supérieur des régions méditerranéennes. *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 6, p. 76-77 (77-78 remarque de DUBERTRET).
- KILIAN C. (1932 b). — De la région des Iraouen et de celle de Tin Sig (Sahara central). *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 8, p. 98.
- KILIAN C. (1934). — Une variation de climat dans la période historique. Le dessèchement progressif du Sahara depuis l'époque précaméline et les Garamantes. *C. R. Soc. géol., Fr.*, p. 110-111.
- KILIAN C. (1937 a). — Esquisse géologique du Sahara français à l'Est du 6° degré de longitude. (Préparation de la carte géol. internation. Afr., feuille n° 2). *Chron. Min. Colon.* Juin.
- KILIAN C. (1937 b). — Notice sur les travaux scientifiques 1937. Paris, Bibl. Sorbonne (H. 28513).
- KILIAN C. (1945). — Expédition 1943 (Aïr et Ténéré). *Trav. Inst. Rech. sahar., Algér.*, **3**, p. 73-86.
- KILIAN C. (1957). — Pétrole et cuivre dans le Sahara central. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, n° 245 p. 1255 (pli cacheté).
- KILIAN C., LANGLOIS X. (1938). — Sur la découverte d'un oursin d'âge crétacé moyen ou supérieur dans l'Enneri Chelamma. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **206**, p. 1187.
- KILIAN C., LELUBRE M. (1946). — De l'âge des grès de Nubie à l'Orient de l'Ajjer (Sahara central). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **222**, n° 4, p. 233-235.
- KILIAN C., PETIT-LAGRANGE J. (1933). — Sur le parcours probable de l'oued Tafassasset en aval du puits d'In-Afellallah. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **197**, p. 1299-1301, 1 carte.
- KILLIAN Ch., DURAND J. (1953). — Sur quelques formations d'eau douce anciennes du Sahara. *Res. Council Israël*, spec. publ. n° 2, p. 611-615, 1 fig.
- KILLIAN Ch., FEHER (1935). — Recherches sur les phénomènes microbiologiques des sols sahariens. *Ann. Inst. Pasteur*, Paris, **35**, p. 573.
- KILLIAN Ch., SCAETTA (1941). — Latérites fossiles et sols alluviaux de Gao (Bilakolo). *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord*, **32**, n° 5-7, p. 225.
- KING L. C. (1953). — Canons of landscape evolution. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **64**.
- KINGMA J. T. (1959). — The tectonic significance of graded bedding in geosynclinal sedimentary systems. *21st internation. Congr. Geol.*, part XXI, p. 205.
- KIRKALDY J. F. (1939). — The history of the lower cretaceous period in England. *Proc. Geologists Ass., G. B.*, **50**, n° 3.
- KLER M. O. (1908). — Neotseratity iz Vostochnoy Bukhari. *Trav. Mus. géol. Pierre-le-Grand*, St-Petersbourg, **2**, p. 157-174.
- KLINGEBIEL A. (1961). — Lithostratigraphie comparée du Sidérolithique nord-aquitain et des formations éocènes du Bordelais. *C. R. Soc. géol., Fr.*, fasc. 4, p. 111.
- KNETSCH G., YALLOUZE M. (1955). — Remarks on the origin of the egyptian oasis-depressions. *Bull. Soc. géogr. Egypte*, **28**, p. 21-33.
- KORNEV G. P. (1961). — Genèse et conditions paléogéographiques de la formation des minerais de fer du bassin de la mer d'Azov. *Akad. Nauk. ukr. R. S. R., géol. Zh.*, **21**, n° 1, p. 86-90. (Trad. S. I. G.)
- KRENKEL E. (1957). — *Geologie und Bodenschätze Afrikas* (2^e éd.). Leipzig, Akad. Verlag, 597 p., 158 fig.
- KROTOV B. P. (1952). — Sur le problème de la diagenèse des sédiments. Diagenèse et télogénèse. *Dokl. Akad. Nauk S. S. S. R.*, **82**, n° 6, p. 973-976.
- KRUMBEIN W. C., GARRELS, R. M. (1952). — Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation reduction potentials. *J. Geol., U. S. A.*, **60**, p. 1-33.

- KULAKOVA V. Ja. (1960). — Genèse des eaux à Radon d'après l'exemple du gisement de Lipovsk. Prospection et protection du sous-sol. Moscou. *Trad. B. R. G. M.*, n° 7.
- KULBICKI G. (1957). — Constitution et genèse des sédiments argileux sidérolithiques et lacustres du Nord et du Nord-Est de l'Aquitaine. *Sci. Terre, Fr.*, (1956), 4, n° 1-2, p. 5-101, 21 fig., 4 pl. h. t.
- KULBICKI G., MILLOT G. (1959). — Appoint des minéraux argileux interstratifiés à la géologie des séries sédimentaires. *Bull. Gr. fr. Argiles*, 11, n° 6, p. 47-52.
- KULBICKI G., MILLOT G. (1960). — L'évolution de la fraction argileuse des grès pétroliers cambro-ordoviens du Sahara central. *Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, 13, fasc. 4, p. 147-156.
- KUMMEL B., DECKER J. M. (1954). — Lower turonian Ammonites from Texas and Mexico. *J. Paleontol., U. S. A.*, 98, n° 3, p. 310-319.
- LACROIX A. (1910 a). — Minéralogie de la France et de ses colonies. Paris, *Béranger*, 4 (p. 138 — Alunite).
- LACROIX A. (1910 b). — Sur la thénardite de Bilma. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 33, p. 68-70.
- LAFFITTE R. (1947). — Faciès, épaisseur des sédiments et paléogéographie dans le Bas-Sahara pendant les temps secondaires. *Bull. Soc. géol., Fr.*, (5) 17, p. 213-216.
- LAFFITTE R. (1949). — Sédimentation et orogénèse. *Ann. Hébert Haug, Fr.*, 6, p. 239-259.
- LAGRULA J. (1953). — Sur les anomalies gravimétriques de la région du Lac Tchad. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 237, n° 25, p. 1744-1746, fig.
- LAGRULA J. (1957). — Imperfection de l'équilibre isostatique au Sahara. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 244, p. 2951-2952.
- LAMBERT R. (1933). — Observations géologiques dans la région comprise entre Agadez et Zinder (Niger). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 197, p. 489-491.
- LAMBERT R. (1935). — Niger. *Rapp. annu. Serv. géol. A. O. F.*, p. 15.
- LAMBERT R. (1936 a). — Terrasses alluviales dans les vallées mortes de la colonie du Niger. *Bull. Soc. géol., Fr.*, (5), 6, p. 79-86.
- LAMBERT R. (1936 b). — Observations sur la formation des galets à facettes. *C. R. Soc. géol., Fr.*, fasc. 1, 2.
- LAMBERT R. (1936 c). — La source minérale d'Igouloulouf (colonie du Niger). *Bull. Com. Et. hist. sci. A. O. F.*, 19, n° 23.
- LAMBERT R. (1937). — A propos du Miocène de Boutoutou. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 205, p. 493.
- LAMBERT R. (1938). — Note explicative de la feuille Tahoua est inédite. Dakar, Serv. géologique.
- LAMBERT R. (1943). — Note stratigraphique sur le Crétacé supérieur du Damergou. *Bull. Dir. Mines, Dakar*, n° 7, p. 7-24.
- LAMOTHE R. de (1909). — Contribution à l'étude géologique des territoires du Haut-Sénégal et du Niger. *Bull. Soc. géol., Fr.*, (4), 9, p. 526, 539.
- LANDERGREN S. (1961). — The formation of iron ores in view of the oxidation state of the upper lithosphere. *Bull. geol. Inst. Univ. Uppsala*, 40, p. 125-133.
- LANG W. H. (1929). — On fossil wood (*Dadoxylon hendriksi* n. sp.) and other plants remains from the clay states of South Cornwall. *Ann. Bot., G. B.*, 43, n° 172.
- LANNOY C. R. de (1961). — Dégradation des cours d'eau intermittents dans le Nord de la Nigeria. C. C. T. A.-C. S. A., *Conf. interafr. Hydrol.* (Nairobi, 16-26 janv. 1961). HYD. (61) 95.
- LANNOY de BISSY R. de (1882). — Carte d'Afrique publiée par le Serv. géogr. de l'Armée. Carte au 1 : 2 000 000. Feuille n° 19.
- LAPPARENT A. de (1901). — Sur la découverte d'un oursin d'âge crétacé dans le Sahara oriental. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 132, p. 388.
- LAPPARENT A. de (1903 a). — Sur les traces de la mer lutétienne au Soudan. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 136, p. 1118-1120.
- LAPPARENT A. de (1903 b). — Sur de nouveaux fossiles du Soudan. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 136, p. 1297-1298.
- LAPPARENT A. de (1904). — Sur de nouvelles trouvailles géologiques au Soudan. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 139, n° 26, p. 1186-1190.
- LAPPARENT A. F. de (1947). — Stratigraphie et âge du Continental intercalaire dans le Gourara, le Touat et le Tidikelt (Sahara algérien). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 225, p. 754.
- LAPPARENT A. F. de (1949 a). — Sur la stratigraphie et la paléontologie du Djoua (Sahara central). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 228, p. 1040-1042.
- LAPPARENT A. F. de (1949 b). — Sur quelques formations récentes observées dans l'Est du Sahara algérien. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 228, p. 1240.

- LAPPARENT A. F. de (1951). — Découverte de Dinosauriens, associés à une faune de Reptiles et de Poissons, dans le Crétacé inférieur de l'Extrême-Sud tunisien. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **232**, n° 15, p. 1430-1432.
- LAPPARENT A. F. de (1952). — Etat actuel de nos connaissances sur la stratigraphie, la paléontologie et la tectonique des « Grès de Nubie » du Sahara central. *C. R. 19^e Congr. internation. Géol.*, Alger, fasc. 21, p. 113-128.
- LAPPARENT A. F. de (1953 a). — Reconnaissance des gisements à Dinosauriens du Tamesna (Sahara méridional). *Trav. Inst. Rech. sahar., Algér.*, **10**, p. 8-18, 3 fig., 2 pl.
- LAPPARENT A. F. de (1953 b). — Gisements de Dinosauriens dans le « Continental intercalaire » d'In-Abangarit (Sahara méridional). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **236**, n° 19, p. 1905-1906.
- LAPPARENT A. F. de (1953 c). — Sur quelques gisements cénomaniens de la falaise du Dahar (Extrême-Sud tunisien). *Bull. Soc. Sci. nat., Tunisie*, **6**, fasc. 1-4, p. 191-196, 1 fig.
- LAPPARENT A. F. de (1953 d). — Répartition des gisements de Vertébrés et d'Invertébrés actuellement connus dans le « Continental intercalaire » du Sahara. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **3**, fasc. 4-6, p. 451-456, 1 fig.
- LAPPARENT A. F. de (1953 e). — Sur la stratigraphie du Tamesna (Sahara méridional). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **236**, p. 2255-2257.
- LAPPARENT A. F. de (1958). — Sur les Dinosauriens du Continental intercalaire du Sahara central. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **246**, n° 8, p. 1237-1240.
- LAPPARENT A. F. de (1960). — Les Dinosauriens du « Continental intercalaire » du Sahara central. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 88 A., 57 p.
- LAPPARENT A. F. de, BASSE E. (1948). — Précisions stratigraphiques sur le Crétacé de la Hamada de Tinrhert (Sahara). *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord*, **39**, p. 138-141.
- LAPPARENT A. F. de, CLARACQ P., NOUGARÈDE F. (1958). — Nouvelles découvertes de Vertébrés dans les séries continentales au Nord d'Edjeleh (Sahara central). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **247**, p. 2399-2402.
- LAPPARENT A. F. de, LELUBRE M. (1948). — Interprétation stratigraphique des séries continentales entre Ohanet et Bourarhet (Sahara central). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **227**, p. 1106-1108.
- LAPPARENT A. F. de, MONGIN D. (1959). — Sur de nouveaux Mollusques d'eau douce découverts dans le « Continental intercalaire » du Sahara central. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, n° 6, p. 832-834.
- LAPPARENT J. de (1932). — Classification des argiles sédimentaires. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **195**, p. 257.
- LAPPARENT J. de (1934 a). — Constitution et origine de la leverriérite. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **198**, p. 669-671.
- LAPPARENT J. de (1934 b). — D'une latérite, d'un calcaire lacustre et des roches pisolithiques en général. *Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, **2**, p. 100-105, fig. 2.
- LAPPARENT J. de (1936). — Les milieux générateurs de la montmorillonite et de la sépiolite. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **203**, p. 553-555.
- LAPPARENT J. de (1937). — Les phénomènes anciens de rubéfaction dans le Sahara central. *C. R. Acad. Sci., Fr.*
- LAPPARENT J. de (1941). — Spécification des argiles du Sidérolithique subordonnées à la formation des sables du Périgord, en Dordogne. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **213**, p. 111-114.
- LASSERRE M. (1958). — Etude géologique de la partie orientale de l'Adamaoua (Cameroun central). *Thèse Clermont-Ferrand*, 208 p. ronéot.
- LAUGIER R. (1961). — Existence d'une faune malacologique dans les grès keupériens de Lorraine. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **252**, p. 3623-3624.
- LAUNAY L. de (1933). — Cours de géologie appliquée. Paris, Béranger, 460 p.
- LAUNEY P., LEENHARDT R. (1959). — Les brèches sédimentaires zincifères du Sinémurien du Lot. *Bull. Soc. géol., Fr.*, **1**, n° 5, p. 467-484, 7 fig., 1 pl.
- LAVAUDEN L., SOLIGNAC M. (1926). — Quelques résultats géologiques de la mission transsaharienne du colonel Courtot (1925). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **182**, p. 400-402.
- LAVILLE A. (1906). — Etude géologique sur les gisements des argiles de France. Contribution à l'étude des argiles et de la céramique. Paris.
- LAVOCAT R. (1948). — Découverte de Crétacé à Vertébrés dans le soubassement de la Hammada du Guir (Sud marocain). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **226**, p. 1292.
- LAVOCAT R. (1952). — Le gisement de Dinosauriens du Crétacé du Sud marocain. *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 1, p. 12-13.
- LAVOCAT R. (1955). — Découverte de dipneustes du genre « *Protopterus* » dans le Tertiaire ancien de Tamaguilelt (Soudan français). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **240**, n° 19, p. 1915.

- LAVOCAT R., RADIER H. (1953). — Sur la présence au Soudan français d'importants gisements de Vertébrés fossiles. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **237**, p. 1100-1102.
- LE COEUR C. (1953). — Etudes nigériennes. N° 1, p. 40.
- LEES G. M. (1952). — Foreland folding. *Quart. J. geol. Soc. London*, **108**, p. 1-34, 21 fig., pl. 1-4.
- LEFÈVRE R. (1960). — Etudes d'écoulement dans le massif de l'Air. Alimentation en eau de la zone des grès d'Agadès. Campagne 1959. — *O.R.S.T.O.M., O.C.R.S., Rép. Niger*, Min. des T.P., 130 p. ronéot.
- LEFÈVRE R. (1961). — Etat actuel des études hydrologiques sur le territoire de la République du Niger. — C. C. T. A.-C. S. A., *Conf. interafr. Hydrol.* (Nairobi, 16-26 janv. 1961) — HYD. (61) 90.
- LEFRANC J. P. (1950). — Le gisement de *Desertella Foureaui* de Fort-Flatters (Sahara central). *C.R. Soc. géol., Fr.*, n° 12, p. 202-203.
- LEFRANC J. P. (1952). — Des couches à bois fossiles tertiaires du Tinghert occidental et de Bel Gueb-bour (Sahara central). *C.R. Soc. géol., Fr.*, n° 12, p. 253-254.
- LEFRANC J. P. (1954). — Un Siluridé dans le Quaternaire ancien de Fort-Flatters (Sahara central). *C.R. Soc. géol., Fr.*, n° 16, p. 424-425.
- LEFRANC J. P. (1957). — De Zouila aux lacs de la Marzoukia. *Trav. Inst. Rech. sahar., Algér.*, **15**, p. 89-111.
- LEFRANC J. P. (1958). — Stratigraphie des séries continentales intercalaires au Fezzan nord-occidental (Libye). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **247**, n° 17, p. 1360-1363.
- LEFRANC J. P. (1959a). — Existence au Fezzan nord-occidental (Libye) de lacunes et discordances dans les séries du Continental intercalaire. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **249**, n° 22, p. 2345-2347.
- LEFRANC J. P. (1959b). — Les séries continentales intercalaires du Fezzan nord-occidental (Libye), leur âge et leurs corrélations. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **249**, n° 17, p. 1685-1687.
- LEHMAN J. P. (1957). — Les Stégocéphales sahariens. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **245**, n° 5, p. 551.
- LELEAN (1904). — The eocene outcrop in central Africa. *Geol. Mag., G. B.*, (5), **1**, p. 290-291.
- LELUBRE M. (1946 a). — A propos des Calcaires de Mourzouk (Fezzan). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **22**, p. 359-361.
- LELUBRE M. (1946 b). — Le Tibesti septentrional : esquisse morphologique et structurale. *Acad. r. Sci. colon., Bruxelles, Bull.*, p. 337-357.
- LELUBRE M. (1949). — Géologie du Fezzan oriental. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **19**, p. 251-261.
- LELUBRE M. (1952). — Recherches sur la géologie de l'Ahaggar central et occidental. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, (2), n° 22.
- LEMCHÉ H. (1957). — A new living deep-sea Mollusc of the Cambro-Ordovician class *Monoplacophora*. *Nature, G. B.*, **179**, p. 413-416.
- LEMOINE P. (1909 a). — Sur quelques fossiles du Tilemsi (Soudan). *Bull. Soc. Philomatique, Paris*.
- LEMOINE P. (1909 b). — Coupe du Crétacé de la région de Témassinin d'après les documents du capitaine Cortier. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), **9**, p. 152. Observation à la note de G. GARDE, (4), **9**, p. 150.
- LENEUF N. (1959). — L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte-d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. Paris, *thèse Docteur Sci. nat.*, 210 p., fig., pl. h. t.
- LENSÉN G. J. (1958). — A method of graben and horst formation. *J. Geol., U. S. A.*, **66**, n° 5, p. 579-587, 14 fig. 1 tabl.
- LEONARD R. J. (1927). — The hydrothermal alteration of certain silicate minerals. *Econ. Geol., U. S. A.*, **22**, p. 18-43.
- LEPERSONNE J. (1960). — Quelques problèmes de l'histoire géologique de l'Afrique, au Sud du Sahara, depuis la fin du Carbonifère. *Soc. géol. Belg., Bull.*, **84**, n° 1, p. 21-85, 6 dpl. h. t.
- LEPP H. (1957). — The synthesis and probable geologic significance of melnikovite. *Econ. Geol., U. S. A.*, **52**, p. 528-535.
- LÉVÊQUE P., CHOUBERT G., FAUPE-MURET A. (1956). — Au sujet des grès de Guettoua et des empreintes de Dinosaures de la région de l'oued Rîzef (Atlas marocain). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **243**, n° 21, p. 1639-1642.
- LHOTE H. (1933). — Les salines du Sahara. Les salines de Teguidda. N° Tessum. *Terre et Vie, Fr.*, déc., p. 323.
- LHOTE H. (1936). — Une reconnaissance au cœur du Sahara. *Géographie, Fr.*, **65**, n° 1, p. 60-65.
- LHOTE H. (1952). — Contribution à l'étude du Néolithique au Sahara. *C.R. 13^e Sess. Congr. préhistor. Fr.*, p. 436-445.
- LHOTE H. (1961). — L'épopée du Ténéré. Paris, Gallimard.

- LIENHARDT G. (1961). — Subsidence et enallaxie, phénomènes fondamentaux régissant les dépôts du Stéphanien de Lons-le-Saunier (Jura). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **252**, n° 17, p. 2572-2574, 1 fig.
- LOMBARD A. (1952). — Directives pour le levé de coupes lithologiques et stratigraphiques d'origine subaquatique. Principes de subdivision. *Lab. Géol. Paléontol. Univ. libre*, Bruxelles, 18 p., 9 pl.
- LOMBARD A. (1953). — Les rythmes sédimentaires et la sédimentation générale. Essai de synthèse *Rev. Inst. fr. Pétrole*, **8**, n° spéc., p. 9-45, 23 fig.
- LOMBARD A. (1956). — Géologie sédimentaire. Les séries marines. Paris, Masson, 722 p.
- LOMBARD A., PIÉRARD H. (1957). — Evolution d'une série marginale : le Crétacé supérieur du Bas Congo belge. *Rev. Inst. fr. Pétrole*, **12**, n° 4, p. 462-467, 1 pl.
- LOMBARD J. (1930). — Céphalopodes et Lamellibranches du Congo français. *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), **30**, p. 277-322.
- LONGCHAMBON H. (1937). — Sur certaines caractéristiques de la sépiolite d'Ampanandrava. Discussion sur la formule des sépiolites. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, **60**, p. 232-276.
- LOUBIÈRE A. (1939). — Anatomie comparée d'un bois de Dicotylédone crétacique de Madagascar. *Bull. Mus. nation. Hist. nat., Fr.*, (2), **11**, n° 5.
- LOUGHLIN G. F. (1915). — Recent alunite developments near Marysvale and Beaver, Utah. Contributions to economic geology. *Geol. Surv. Bull., U. S. A.*, (1916), part I, **6**, p. 237-270.
- LOWMAN S. W. (1949). — Sedimentary facies in Gulf Coast. *Bull. amer. Ass. Petrol. Geologists*, **33**, n° 12, p. 1939-1997.
- LUCAS G. (1955). — Oolithes marines actuelles et calcaires oolithiques récents sur le rivage africain de la Méditerranée orientale (Egypte et Sud-Tunisien). *Stn. océanogr. Salammbô, Bull., Tunis*, n° 52, p. 19-38, 3 fig., 3 pl.
- LUCAS G., NOEL D. (1957). — Sur l'importance des Coccolithophoridés dans le nannoplancton de phosphates sédimentaires du Lias à l'époque actuelle. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **245**, n° 1, p. 94-96.
- MACATEE J. L., Jr (1955). — Determination of random interstratification in montmorillonite. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **66**, n° 12, part 2, p. 1594.
- MACMILLAN W. G. (1955). — Forces and adsorption at solid surfaces. *Clays and Clay minerals, Nation. Acad. Sci., Nation. Res. Council, U. S. A.*, publ. 395.
- MAIGNIEN R. (1958). — Le cuirassement des sols en Guinée, Afrique occidentale. *Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, n° 16 (Thèse, Univ. Strasbourg).
- MAIGNIEN R., BOCQUIER G. (1961). — Rapport de tournée en Haute-Volta, Niger et Côte-d'Ivoire. *Centre de Pédologie de Hann ; Dakar, O. R. S. T. O. M.*, 29 p. ronéot. (inédit).
- MARLIÈRE R. (1944-45). — Wealdien du Hainaut. Description géologique des argiles en exploitation. *Rapp. annu. C. O. B. E. A.*, 24 p.
- MARLIÈRE R. (1946). — Deltas wealdiens du Hainaut : sables et graviers de Thien ; argiles réfractaires d'Hautrage. *Bull. Soc. belge Géol. Paléontol. Hydrol.*, **55**, fasc. 1, p. 69-101.
- MARLIÈRE R. (1948). — Ostracodes et Phyllopoques du système du Karroo au Congo Belge. *Ann. Mus. r. Congo belge (Afr. centr.)*, *Sci. géol., Belg.*, **1**.
- MARTINET B., SOUGY J. (1961). — Utilisation pratique des classifications chimiques des roches carbonatées. *Univ. Dakar, Ann. Fac. Sci.*, **6**, p. 81-92, 4 fig.
- MASON B. (1958). — Principles of geochemistry. (2nd ed.). New York, Wiley.
- MATSCHINSKI M. (1955). — La formation des dunes dans les déserts. *Nature, Fr.*, n° 3241.
- MATTAUER M. (1958). — Etude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie). *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, nouv. sér., n° 17.
- MAUBEUGE P. L. (1958). — Un point particulier de la tectonique lorraine : les fossés étroits. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **246**, p. 3263-3266.
- MAUCHER A. (1957). — Voir ci-après : P. ROUTHIER (1961).
- MAUNY R. (1949). — Etat actuel de nos connaissances sur la préhistoire de la colonie du Niger. *Bull. Inst. fr. Afr. noire, Suppl.*, **11**, n° 1-2, p. 141-158, 5 fig.
- MAURETTE F. (1937). — Afrique équatoriale, orientale et australe. Géographie universelle, t. XII. Paris, Armand Colin.
- MECKELEIN W. (1959). — Forschungen in der zentralen Sahara. Klimagomorphologie. Braunschweig, Westermann Verl. In : *Trav. Inst. Rech. sahar., Algér.*, **19**, p. 269.
- MEDIONI R. (1959). — Sur la stratigraphie et la paléogéographie du Crétacé des Hauts-Plateaux méridionaux marocains. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **248**, n° 4, p. 569-572.
- MENCHIKOFF N. (1930). — Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara occidental. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam., Fr.*, p. 103-247.

- MENCHIKOFF N. (1946). — Les formations à Stromatolithes dans le Sahara occidental. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), p. 451-461, pl. VIII-X.
- MENCHIKOFF N. (1949). — Quelques traits de l'histoire géologique du Sahara occidental. *Ann. Hébert Haug, Fr.*, 7, p. 303-325.
- MENCHIKOFF N. (1957). — Les grandes lignes de la géologie saharienne. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, Fr., (2), 1, fasc. 1, p. 37-45.
- MERILL G. P. (1897). — A treatise on rocks, rock weathering and soils. New York, Mac Millan, 411 p.
- MEUNIER S. (1905). — Examen sommaire d'une collection de roches provenant de la Tripolitaine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 5, p. 60-72.
- MEYER A. (1953). — Le volcan Nyamuragira et son éruption de 1951-1952. *Inst. r. colon. belge, Bull.*, 24, n° 1, 233-287, tabl., fig., 10 photo., cartes.
- MICHEL P. (1959). — L'évolution géomorphologique des bassins du Sénégal et de la Haute-Gambie. Ses rapports avec la prospection minière. *Rev. Géomorphol. dynam.*, Fr., 10, n° 5-12, p. 117-143, 4 fig., 2 cartes.
- MIDDLETON G. V. (1960). — Chemical composition of sandstones. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 71, july, p. 1011-1026.
- MIGEON G. (1936). — Contribution à l'étude de la définition des sépiolites. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 59, p. 6-134.
- MILLIGAN W. O. (1955). — Clays and Clay Minerals : Proceedings of the... *National Conference on Clays and Clay Minerals. Washington D. C., Nat. Res. Council*, Publ. 395, 573 p.
- MILLOT G. (1949). — Relation entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses. *Géol. appl. Prosp. min.*, Fr., 2, n° 2-3-4, 352 p., 20 fig., 6 pl. h. t.
- MILLOT G. (1952). — Héritage et néoformation dans la sédimentation argileuse. *C. R. 19° Congr. international. Géol., Alger*, fasc. 18.
- MILLOT G. (1954). — Sur l'existence de roches argileuses composées essentiellement de chlorite. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 238, p. 363-364.
- MILLOT G. (1955). — Observations sur la communication du professeur Rivière et M. Visse. *Bull. Gr. fr. Argiles*, 6, p. 41-42.
- MILLOT G. (1957). — Des cycles sédimentaires et de trois modes de sédimentation argileuse. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 244, p. 2536-2539.
- MILLOT G. (1960). — Silice, silex, silicification et croissance des cristaux. *Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, 13, fasc. 4, p. 129-146.
- MILLOT G., BONIFAS M. (1955). — Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latéritisation et bauxitisation. *Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, 8, fasc. 1, 20 p., 2 pl.
- MILLOT G., ELOUARD P., LUCAS, SLANSKY M. (1960). — Une séquence sédimentaire et géochimique de minéraux argileux : montmorillonite, attapulgite, sépiolite. *Bull. Gr. fr. Argiles*, 12, n° 7, p. 77-81.
- MILLOT G., RADIER H., BONIFAS M. (1957). — La sédimentation argileuse à attapulgite et montmorillonite. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, p. 425-433.
- MILLOT G., RADIER H., MULLER-FEUGA R., DÉFOSSEZ M., WEY R. (1959). — Sur la géochimie de la silice et les silicifications sahariennes. *Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, 12, fasc. 2, p. 3-14, 2 fig. bibl.
- MITCHELL R. C. (1957 a). — Paramètres sédimentaires et leur signification pratique. *Cahiers géol., Fr.* n° 41, p. 409-415, 3 tabl.
- MITCHELL R. C. (1957 b). — La « mise en équation » des sédiments. *Cahiers géol. Fr.*, n° 44, p. 440-443.
- MITCHELL R. C. (1959). — Remarques sur la note de A. M. QUENNEL, 1958 (Dead sea rift) d'après la note de MITCHELL 1957. *Eclogae geol. Helv.*, 50.
- MONAGHAN P. H., LYTLE M. L. (1956). — The origin of calcareous oolites. *J. Sedim. Petrol., U. S. A.*, 26, n° 2, p. 111-118, 3 fig., 3 tabl.
- MONGIN D. (1954). — Sur divers Lamellibranches d'eau douce récoltés dans le « Continental intercalaire » du Sahara. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 239, p. 771-773.
- MONOD T. (1935). — Remarques sur la structure du Sahara sud-occidental. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), 5, p. 513.
- MONOD T. (1950). — Matériaux pour l'étude du Sahara oriental. *Bull. Inst. fr. Afr. noire, A. O. F.*, 12, p. 273-274.
- MONOD T. (1951). — Accidents circulaires et cratériformes ouest-sahariens. *C. R. géol., Fr.*, p. 121.
- MONOD T. (1958 a). — Majâbat Al-Koubrâ. Contribution à l'étude de l'« Empty Quarter » ouest-saharien. *Mém. Inst. fr. noire, A. O. F.*, n° 52, 406 p., 135 fig., 4 dpl. h. t., 81 pl. h. t., 4 calques h. t.

- MONOD T. (1958 b). — Sur la distribution des *Melania Tuberculata* en Afrique occidentale. *Notes afr. A. O. F.*, (et correspondance *Inst. fr. Afr. noire*), n° 80, p. 121-123.
- MONOD T., CAILLEUX A. (1945). — Etude de quelques sables et grès du Sahara occidental. *Bull. Inst. fr. Afr. noire*, 7, p. 174-190.
- MONOD T., PALAUSI G. (1958). — Sur la présence dans la région du lac Faguibine (Soudan français) de venues volcaniques d'âge sub-actuel. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 246, n° 5, p. 666-668.
- MOODY J. D., HILL M. J. (1956). — Wrench-fault tectonics. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 67, n° 9, p. 1207-1246, bibliogr. (105 ref.).
- MOREMAN W. L. (1942). — Paleontology of the Eagle Ford Group of North and Central Texas. *J. Paleontol., U. S. A.*, 16, n° 2, p. 192-220, pls. 31-34.
- MOUTA F. (1957). — L'effondrement de l'Urêma, extrême-Sud des « Rift valleys » au Moçambique (Afrique orientale portugaise). *Prov. moçambique, Serv. Indust. Geol., Bol.*, n° 24, p. 29-32, 1 dpl. h. t.
- MULLER-FEUGA R. (1954). — Contribution à l'étude de la géologie, de la pétrographie et des ressources hydrauliques et minérales du Fezzan. *Ann. Mines Géol., Tunis*, n° 12, 354 p., 72 tabl., 47 fig., 23 pl., carte.
- MUMPTON F. A., ROY R. (1958). — New data on sepiolite and attapulgit. *Clays and Clay Minerals, Univ. Ill.*, p. 137.
- MURAT M. (1937). — La végétation de la zone pré-désertique en Afrique centrale (Région du Tchad). *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. N.*, 28.
- NACHTIGAL G. (1889). — Sahara et Soudan. (Trad. J. Gourdault). Paris, Hachette.
- NALLADY S. E. (1957). — Biostratigraphy and interregional correlation of the upper Senonian and lower Paleocene of Egypt. *J. Paleontol., U. S. A.* 31, n° 2, p. 428-447, 1 dpl. h. t., bibliogr. (93 ref.).
- NASSIM G. L. (1950). — The oolitic hematite deposits of Egypt. *Econ. Geol., U. S. A.*, 45, p. 578-581.
- NESTEROFF W. D. (1956). — De l'origine des oolithes. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 242, p. 1047-1049.
- NESTEROFF W. D. (1959). — Age des derniers mouvements du graben de la Mer Rouge déterminé par la méthode C 14 appliquée aux récifs fossiles. *C. R. Soc. géol., Fr.*, 16-3-59, et *Bull. Soc. géol. Fr.*
- NESTEROFF W., HEEZEN B. (1960). — Les dépôts de courants de turbidité ; le flysch et leur signification tectonique. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 250, n° 22, p. 3690-3691.
- NEWELL N. D., PURDY E. G., IMBRIE J. (1960). — Bahamian oolitic sand. *J. Geol., U. S. A.*, 68, n° 5.
- NICHOLLS G. D. (1960). — A scheme for recalculating the chemical analyses of argillaceous rocks for comparative purposes. C. I. P. E. A. Congr. Copenhagen. *Amer. Mineralogist* (1962), 47, n° 1-2, p. 34-46.
- NICOLAS J. (1962). — Sur la présence de « glauconie » en Bretagne centrale. *Colloques internat. C. N. R. S.*, (3-6 juillet 1961) n° 105, p. 197-206.
- NIEGER (Cap.). (1914). — Résultats scientifiques d'ensemble de la mission du Transafricain. *Géographie, Fr.*, fév.
- NIEUWENKAMP W. (1955). — Tableau de théories pétrogénétiques. *Colloques internat. C. N. R. S.* n° 68. (*Sci. Terre, Nancy*, n° h. s.), p. 295-298, 1 tabl.
- NILSSON E. (1961). — The younger Dryas age. *Bull. geol. Instns, Univ. Uppsala*, 40, p. 375-383, 2 fig.
- NOETTLING F. (1897). — Fauna of Balutchistan of the upper cretaceous (maastrichtian) beds of the Mari Hills. *Mem. geol. Surv. India, Paleontol. indica*, (16), 1, part 3.
- NOIZET G. (1960). — L'alunite du Vasianisy et la position stratigraphique des formations continentales de la région d'Ampanihy. *Rapp. annu. Serv. géol., Rép. malgache*, p. 155-157, ronéot.
- NOLL W. (1936). — Über die Bildungsbedingungen von Kalin, Montmorillonit, Sericit, Pyrophyllit und Analcim. *Miner. petrogr. Mitt., Österr.*, n° 48, p. 210-246.
- OBERLIN A., FREULON J. M. (1958). — Etude minéralogique de quelques argiles des séries primaires du Tassili n'Ajjer et du Fezzan (Sahara central). *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 81, fasc. 7-9, p. 186-189.
- OBERLIN A., FREULON J. M., LEFRANC J. P. (1958). — Etude minéralogique de quelques argiles des grès de Nubie et du Fezzan, Libye. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, n° 1-3, p. 1-4, 4 fig., 1 tabl.
- OBERLIN A., TCHOUBAR C. (1958). — Etude en microscopie électronique de l'altération des cristaux de kaolinite par une solution magnésienne. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 247, n° 3, p. 308-310.

- OBERLIN A., TCHOUBAR C. (1960). — Etude en microscopie et microdiffraction électroniques de l'altération des cristaux de la kaolinite par une solution acide. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **250**, n° 4, p. 728-729.
- OLLAT C. (1960). — Observations sur le complexe absorbant de quelques sols tropicaux : pH, état de saturation, importance relative de l'argile et de la matière organique. *Chim. et Industr., Fr.*, **84**, n° 4 bis, p. 195 (rés.).
- ORTYNSKI H. I. (1958). — La découverte du champ de Hassi-Messaoud. *Rev. Inst. fr. Pétrole*, **13**, n° 6.
- OTTMANN F. (1957). — Sur quelques indices numériques simples pour l'étude des sédiments meubles du point de vue géologique. *Rev. Inst. fr. Pétrole*, **12**, n° 4, p. 503-506, 2 fig.
- OULIANOFF N. (1958). — Sédimentologie et géophysique. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **247**, n° 3, p. 313-315.
- OULIANOFF N. (1959 a). — Gisements d'eau fossile dans la croûte terrestre. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **248**, n° 19, p. 2782-2784.
- OULIANOFF N. (1959 b). — L'eau comme sédiment. *Eclogae geol. Helv.*
- OULIANOFF N. (1960). — Tassements et effondrements dans les séries sédimentaires. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **251**, n° 1.
- OVTRACHT A. (1956). — Détermination pratique des minéraux au microscope polarisant. Paris, Lab. *Géol. appl.*, multicopié.
- PAGNI A. (1938). — Sull'età dei calcari de Murzuch (Fezzan). *Atti. Soc. ital. Sci. nat.*, **77**, p. 73-78.
- PAIGE S. (1955). — Sources of energy responsible for the transformation and deformation of the earth's crust. *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, n° 62, p. 331-342.
- PEDRO G. (1958). — Premiers résultats concernant la réalisation expérimentale d'un processus de latéritisation. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **247**, n° 16, p. 1217.
- PEDRO G. (1960). — Altération expérimentale des roches par l'eau sous atmosphère de CO². *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **250**, n° 11, p. 2035-2037.
- PÉLISSONNIER H. (1959). — Un contrôle géologique très général des grands gisements stratiformes de plomb, zinc et cuivre : la structure « paléinsulaire ». *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **248**, n° 11, p. 1691-1693, 1 fig.
- PÉLISSONNIER H. (1960). — Minéralisations hydrothermales et structures centrées. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **251**, n° 22, p. 2561-2563.
- PÉRÉBASKINE V. (1932). — Contribution à l'étude géologique du Soudan oriental. *Thèse Strasbourg. Bull. Agence gén. Colon.*, 119 p., 11 fig., 9 pl., 1 carte.
- PERRET R. (1935). — Le relief du Sahara. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, *Fr.*, **7**, p. 211-304.
- PERRET R. (1936). — Travaux récents sur le Sahara oriental et ses abords. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, *Fr.*, **9**, p. 221-224.
- PERRIER G. (1938). — Valeurs de la gravité au Sahara et au Soudan. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **206**, p. 1553-1555.
- PERRIN R. (1960). — L'énigme du bilan du sodium. La théorie persédimentaire. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **250**, n° 10, p. 1766-1769.
- PERRODON A. (1962). — Cycle sédimentaire et déformations des bassins. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **254**, n° 14, p. 2614-2616.
- PERVINQUIÈRE L. (1903). — Etude géologique de la Tunisie centrale. *Thèse. Paris, F.R. de Rudeval*, 359 p.
- PERVINQUIÈRE L. (1912). — Sur la géologie de l'extrême-Sud tunisien et de la Tripolitaine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **12**, p. 143-193, 18 fig.
- PETIT P. (1907). — Mission Chari-Lac Tchad 1902-1904. In : A. CHEVALIER, Paris, A. Challamem.
- PETTERSSON H. (1952). — Speed of sedimentation in deep seas *C.R. 19^e sess. Congr. internation. Géol.*, Alger, sect. 4, p. 99-103.
- PETTIJOHN F. J. (1957 a). Paleocurrents of Lake Superior Precambrian quartzites. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **68**, p. 469-480.
- PETTIJOHN F. J. (1957 b). — Sedimentary rocks. New York, Harper's (Geoscience series), 2nd ed., 718 p.
- PIAS J. (1958). — Transgressions et régressions du lac Tchad à la fin de l'ère tertiaire et au Quaternaire. Commission scientifique du Logens et du Tchad. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **246**, n° 5, p. 800-803.
- PIAS J. (1960 a). — Sédimentation au Quaternaire dans l'Est de la cuvette tchadienne (massifs du Ouaddaï et de l'Ennedi, plaines de piedmont). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **250**, n° 8, p. 1514-1516.

- PIAS J. (1960 b). — Les sols du moyen et bas Logone, du bas Chari, des régions riveraines du lac Tchad et du Bahr el Ghazal. T. I. O. R. S. T. O. M., *Centre Rech. tchadiennes, Comm. sci. Logone-Tchad*, 134 p. ronéot.
- PIAS J., GUICHARD E. (1957). — Origine et conséquences de l'existence d'un cordon sableux dans la partie sud-ouest de la cuvette tchadienne. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **244**, p. 791-793.
- PICARD L. (1954). — Disharmonic faulting in the Jordan-Araba graben. *19^e Congr. internation. Geol.*, Alger, fasc. 21, p. 213-214, 2 fig.
- PIERARD H. (1956). — Observations sur le Crétacé supérieur de la région située entre Bulu-Zambi et Bololo sur la rive nord du fleuve Congo (territoire du bas-fleuve, Congo belge). *Ann. Mus. r. Congo belge (Afr. centr.) Sci. géol., Belg.*, **17**, p. 1-79.
- PIMENTA J. (1953). — La lagune de Tunis considérée comme un milieu de sédimentation à la fois marin et continental. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **236**, p. 946-948.
- PINTA M., OLLAT C. (1961). — Recherches physico-chimiques des éléments-traces dans les sols tropicaux. I. Etude de quelques sols du Dahomey. *Geochim. cosmochim. Acta, G. B.*, **25**, p. 14-23.
- PIRARD F. (1961). — Mission hydrogéologique du Niger oriental. Rapport préliminaire de fin de campagne. *Dakar, B. R. G. M.* (inédit).
- PLAUCHUT B. (1959). — Notice explicative sur la feuille Djado. *Dakar, B. R. G. M.*
- POLDERVAART A. (1955). — Crust of the earth. (A symposium). *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, n° 62, 762 p.
- POLLETT J. D. (1951). — The geology and mineral resources of Sierra Leone. *Colon. Geol. miner. Resources, G. B.*, **21**, p. 2-28.
- POLLETT J. D., BROUGHTON H. J. (1950). — The lignite deposits of Sierra Leone. *Colon. Geol. miner. Resources, G. B.*, **1**, pt. 1, p. 37.
- PONOMAREV E. A. (1960). — Sur l'emploi des méthodes hydrogéochimiques pour l'évaluation des perspectives d'une région. *Razvedka Okhr. Nedr., S. S. S. R.*, n° 6, p. 18-20. (Trad. B. R. G. M.).
- PONS A., QUEZEL P. (1956). — Premiers résultats de l'analyse palynologique de quelques paléosols sahariens. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **243**, n° 21, p. 1656-1658.
- PONS A., QUEZEL P. (1957). — Première étude palynologique de quelques paléosols sahariens. *Trav. Inst. Rech. sahar., Algér.*, **16**, n° 2, p. 15-40, 1 pl. h. t.
- PONS A., QUEZEL P. (1958). — Premières remarques sur l'étude palynologique d'un guano fossile du Hoggar. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **246**, n° 15, p. 2290-2292.
- POUGNET R. (1949). — Stratigraphie et identification des formations continentales du Moyen-Niger et du Haut-Dahomey. *C. R. Soc. géol., Fr.*, (5), **19**.
- PRIEM F. (1912). — Sur des poissons fossiles et, en particulier, des siluridés tertiaires supérieurs et des couches récentes d'Afrique (Egypte et région du Tchad). *C. R. Soc. géol., Fr.*, 16 déc., p. 186.
- PRIEM F. (1914). — In : *Mém. Soc. géol. Fr. (Paléontol.)* **21**, n° 3.
- PRUVOST P. (1930). — Sédimentation et subsidence. *Livre jubilaire. Soc. géol. Fr.*, t. 2, p. 545-564.
- PRUVOST P. (1943). — Filons clastiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **13**, p. 91-104.
- PRUVOST P., GLANGEAUD L., ROUTHIER P. (1960). — L'écorce terrestre. Introduction à la géologie. Paris, Soc. Nouv. Encycl. fr., 134 p., 64 fig.
- PRUVOST P., ROCH E., SATO T. (1961). — Le concept de cycle sédimentaire : retouches et compléments. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **253**, n° 17.
- QUENNEL A. M. (1958). — The structural and geomorphic evolution of the Dead Sea rift. *Quart. J. geol. Soc. London*, **114**, n° 1 (453), p. 1-24, 2 fig., 2 pl. h. t.
- QUENNEL A. M. (1960). — The rift system and the east african swell. *Proc. geol. Soc. London*, n° 1579, p. 78-86.
- QUÉZEL P. (1960). — Flore et palynologie sahariennes. Quelques aspects de leur signification biogéographique et paléoclimatique. *Bull. Inst. fr. Afr. noire, Sér. A., Sénégal*, **22**, n° 2, p. 353-360.
- QUÉZEL P., MARTINEZ C. (1958). — Etude palynologique de deux diatomites du Borkou. *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord*, **49**, p. 230.
- QUÉZEL P., MARTINEZ C. (1962). — Premiers résultats de l'analyse palynologique de sédiments recueillis au Sahara méridional à l'occasion de la mission Berliet-Tchad. Mission Berliet Ténéré-Tchad, Paris, *Arts et Métiers graphiques*, p. 313-327, 2 pl., 4 pl. h. t.
- RABOT Ch. (1908). — De N'Guigmi à Bilma. *Géographie, Fr.*, n° 1 (15 fév.), p. 109-110.
- RADIER H. (1953). — Contribution à l'étude stratigraphique et structurale du détroit soudanais. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), **3**, p. 677-695.

- RADIER H. (1957). — Contribution à l'étude géologique du Soudan oriental (A. O. F.). (Thèse). — Haut Commiss. A. O. F., *Bull. Serv. Géol. Prosp. min.* (1959) n° 26, 2 vol., 556 p., fig. pl. h. t., dpl. h. t.
- RAEBURN C., JONES B. (1934). — The Chad basin: geology and water supply. *Bull. geol. Surv., Nigeria*, n° 15.
- RANKAMA K., SAHAMA T. G. (1955). — Geochemistry. 3rd impr. Univ. Chicago Press, 912 p.
- RAT P. (1954). — Observation sur les faciès saumâtres et marins de la base du Wealdien, dans l'Est de la province de Santander (Espagne). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **239**, p. 1820-1821.
- RATEEV M. A. (1959). — Rôle du climat et de la tectonique dans la genèse des minéraux argileux des roches sédimentaires. Manus. reçu le 16.4.59 par le C. I. P. E. A. *Congr. Copenhagen* 1960, p. 19-20 (en anglais).
- RAUCQ P. (1959). — Note préliminaire sur le raccord des formations mésozoïques de la Luebo et de la région de Dibaya (Kasaï, Congo belge). *Bull. Soc. belge Géol.*, **82**, n° 4, p. 201-209, 1 fig., bibliogr.
- RAULAIS M. (1951). — Du Crétacé probable sur les hauts reliefs sahariens. *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 1, p. 22.
- RAULAIS M. (1959). — Esquisse géologique sur le massif cristallin de l'Aïr (Niger). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **1**, p. 207-223.
- RAULIN V. (1849). — Sur l'âge des sables de la Saintonge et du Périgord, et de plusieurs minerais de fer tertiaires de l'Aquitaine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2°), **6**, p. 679-690.
- RAYNAL R. (1955). — Oscillations climatiques et évolution du relief au cours du Quaternaire. *Notes maroc.*, n° 5, p. 10, 2 fig. 1 pl.
- REFORMATSKY N. (1935). — Quelques notes sur les latérites et les roches ferrugineuses de l'Ouest de la colonie du Niger français. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **5**, p. 575-590.
- RÉMY J. M. (1959). — Contribution à l'étude géologique et pétrographique du Sud-Est de l'Amadrar en Ahaggar (Sahara central). *Thèse*, Paris.
- RENAULT P. (1953). — Sur la présence du Crétacé marin et d'un gisement de plantes fossiles dans la région de Bilma (Niger). *C. R. Soc. géol., Fr.*, p. 52-53.
- REYGASSE M. (1934). — Le Ténérien. Observations sur un faciès nouveau du Néolithique des confins algéro-soudanais. *Congr. préhistor. Fr.*, 11^e sess., Périgueux.
- REYMENT R. A. (1954). — The stratigraphy of the southern Cameroons. *Geol. Foren. Stockholm Förhandl.*, **76**, n° 4, p. 661-683.
- REYMENT R. A. (1955 a). — Some examples of homeomorphy in nigerian cretaceous Ammonites. *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.*, **77**, p. 567-594.
- REYMENT R. A. (1955 b). — The cretaceous *Ammonoidea* of southern Nigeria and southern Cameroons. *Bull. geol. Surv., Nigeria*, n° 25, 112 p., 25 pl., 46 fig., 1 carte.
- REYMENT R. A. (1955 c). — Upper cretaceous *Mollusca* (*Lamellibranchia* and *Gastropoda*) from Nigeria. *Colon. Geol. miner. Resources, G. B.*, **5**, n° 2, p. 127-155, 2 fig.
- REYMENT R. A. (1956). — On the stratigraphy and paleontology of the Cretaceous of Nigeria and the Cameroons, British West Africa. *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.*, **78** 1 N: 0484, p. 17 à 96.
- REYMENT R. A. (1959). — Notes on the Cretaceous-Tertiary transition in Nigeria. *21 st. internation. geol. Congr.*, 1960, part 5, p. 131-135, 1 carte.
- RICE C. M. (1953). — Dictionary of geological terms (exclusive of stratigraphic formations and paleontologic genera and species). Michigan, Ann Arbor.
- RISNAK G. A. (1960). — Some observation of recent oolites. *J. sediment. Petrol., U. S. A.*, **30**, n° 3, p. 471-480.
- RIVIÈRE A. (1942). — Données expérimentales sur les conditions physico-chimiques de la sédimentation ferrugineuse en milieu marin. *C. R. Soc. géol., Fr.*, p. 200-201.
- RIVIÈRE A. (1955). — Sur le problème de l'eustatisme. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **240**, p. 895-896.
- RIVIÈRE A., PIMENTA J., RAZAVET-DUBOUL, VERNHET S. (1952). — Sur la granulométrie de certains sédiments argileux. Interprétation géologique des diagrammes. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **234**, p. 2298.
- RIVIÈRE A., VERNHET S. (1958). — Contribution à l'étude géochimique des mécanismes de la sédimentation carbonatée en milieu lagunaire. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, n° 19, p. 2784-2787.
- RIVIÈRE A., VERNHET S. (1959). — Oolithes actuelles ou subactuelles dans l'étang de la Palme (Aude). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **249**, n° 23, p. 2596-2598.
- RIVIÈRE A., VISSE L. (1954). — L'origine des minéraux des sédiments marins. *Bull. Soc. géol. Fr.* (6), p. 467-473.
- ROBERT M. (1956). — Géologie et géographie du Katanga. Bruxelles, Marcel Hayez.

- ROCH E. (1952). — Les reliefs résiduels, ou inselbergs, du bassin de la Bénoué (Nord-Cameroun). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **234**, p. 117-119.
- ROCH E. (1953). — Itinéraires géologiques dans le Nord du Cameroun et le Sud-Ouest du territoire du Tchad. *Bull. Serv. Mines, Cameroun*, n° 1.
- ROCH E. (1958). — Les bauxites du Midi de la France : leur origine. *Rev. gén. Sci. pures appl., Fr.*, **65**, n° 5-6, p. 151-156.
- ROCHE J. (1880). — Sur la géologie du Sahara septentrional. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **51**, p. 890-893.
- RODD F. R. (1926). — The people of the veil. London, Mac Millan, 504 p., 51 pl., 11 cartes et diagr.
- RODD F. R. (1929). — A second journey among the southern Tuareg. *Geogr. J., G. B.*, **72**, p. 1-19, 2 maps.
- RODD F. (1930). — The geological collection from the South central Sahara (made by F. Rodd). *Quart. J. geol. Soc. London*, **86**, p. 399.
- RODD F. (1938). — Some rock drawings from Aïr in the southern Sahara. *J. r. anthropol. Inst. G. B. Irel.*, **68**, p. 99-111.
- RODD F., FALCONER J. D., STEBBING E. P. (1938). — The Sahara. *Geogr. J., G. B.*, **91**, p. 354-359.
- ROEDDER E. (1959). — Fluid inclusions as samples of the ore-forming fluids. *21st internation. geol. Congr.*, 1960, pt 16, p. 218-229.
- ROGNON P. (1959). — Les alluvions prévolcaniques du Téhé N'Tsita (Nord-Est de l'Atakor). *Trav. Inst. Rech. sahar., Algér.*, **18**, p. 57-74.
- ROGNON P. (1960). L'évolution de la vallée du Nil d'après des études récentes. *Trav. Inst. Rech. sahar.*, **19**, p. 151-156.
- ROGNON P. (1961). — Modification de l'altération argileuse depuis la fin du Tertiaire dans le massif volcanique de l'Atakor (Hoggar). *C. R. Soc. géol., Fr.*, fasc. 7, p. 186-188.
- ROHLFS G. (1868). — Reise durch Nord-Afrika vom mittelländischen Meere zum Busen von Guinea. *Petermanns geogr. Mitt., Dtsch., Ergänz. H.* n° 25.
- ROMO L. A., ROY R. (1955). — Essais de synthèse des minéraux argileux dits « à couches mixtes ». *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, **58**, n° 7-9, p. 433-448.
- ROSENQVIST I. T. (1961). — What is the origin of the hydrous micas of Fennoscandia ? *Bull. geol. Instns Univ. Uppsala*, **40**, p. 265-268.
- ROSFELDER A. (1956). — Sur les facteurs de répartition des sédiments sur le plateau continental algérien. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **242**, n° 9, p. 1196-1199.
- ROSFELDER A. (1960). — Contributions à l'analyse texturale des sédiments. *Thèse Sci. Alger*, 356 p. ronéot., 124 fig.
- ROTTIER (Cap.) (1924). — Le Sahara oriental. Considérations générales. *Rens. Colon. (Bull. Comm. Afr. fr.)*, n° 1, p. 1-14, 1 carte.
- ROUAIX S., CAILLÈRE S. (1958). — Sur la présence de palygorskite dans la région de Taguenout-Hagueret (A. O. F.). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **246**, n° 9, p. 1442-1444.
- ROUBY M. (1961). — Observations sur la composition minéralogique des « limonites » des oolithes de la minette lorraine. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **252**, n° 20, p. 3078-3080.
- ROUTHIER P. (1958). — Sur la notion de « types » de gisements métallifères. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, p. 237-243.
- ROUTHIER P. (1961). — Quelques orientations actuelles, en France, de la géologie des gîtes métallifères. *Chron. Mines Rech. min., Fr.*, n° 298, p. 3-14.
- RUSSO A. (1958). — I Lamellibranchi delle marne Cenomaniane « in facies africana » della zona di Barcellona di Sicilia. *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, **20**, 26 p., 5 pl. h. t.
- SABATIER G. (1949). — Recherches sur la glauconie. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristall.* **72**, n° 10-12, p. 475-542, 14 fig.
- SAINT OURS, J. de (1960). — Le gisement d'argile bentonitique de Beomby (district d'Ampanihy). *Rép. Malgache. Rapp. annu. Serv. géol.*, p. 161-162 (ronéot.).
- SAINT-SEINE P. de (1953). — Poissons fossiles de la cuvette congolaise. *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 16, p. 343-345.
- SALVAN H. (1952). — Géologie des gîtes minéraux marocains. *19^e Congr. internation. Géol., Alger*.
- SANDFORD K. S. (1935). — Geological observations on the north-west frontiers of the anglo-egyptian Sudan and the adjoining part of the southern libyan desert. *Quart. J. geol. Soc. London*, **91**, p. 323-381, 7 pl.
- SANDFORD K. S. (1937). — Observations on the geology of the northern central Africa. *Quart. J. geol. Soc. London*, **93**, p. 534-580, 2 pl.

- SAVIGEAR R. A. G. (1960). — Slopes and hills in West Africa. *Z. Geomorphol., Dtsch.*, Supplementbd 1, p. 156-171, 2 cartes dpl. h. t.
- SAVORNIN J. (1929). — Hydrogéologie, hydrologie et thermodynamique artésiennes du Sahara oriental. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 188, p. 509-510.
- SAVORNIN J. (1934). — Notice géologique sur le Sahara central; introduction aux mémoires de la mission scientifique du Hoggar. *Bull. Serv. Carte géol., Algérie, 2^e sér.*, n° 9, 31 p., carte.
- SCHIRMER H. (1893). — Le Sahara. Paris, Hachette.
- SCHIRMER H. (1898). — Traduction du « Journal de voyage d'Erwin de Bary », 1876-1877. Paris.
- SCHLAGINTWEIT D. (1911). — Die Fauna des Vracon und Cenoman in Peru. *Beitr. z. Geol. u. Paleontol. Südamer.*, 17, n° 33.
- SCHNEEGANS D. (1932). — La faune des couches sénoniennes du bassin du Moyen-Congo entre Pointe-Noire et M'Vassa (A. E. F.). *C. R. Soc. géol., Fr.* n° 16, p. 220-222.
- SCHNEEGANS D. (1934). — Etude paléontologique préliminaire des fossiles recueillis par R. Lambert entre Agadès et Zinder (Niger). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 198, p. 2191-2193.
- SCHNEEGANS D. (1943). — Invertébrés du Crétacé supérieur du Damergou (territoire du Niger). *Bull. Dir. Mines A. O. F.*, n° 7, p. 87-166.
- SCHOELLER H. (1941 a). — Etude sur le Sidérolithique du Lot et du Lot-et-Garonne. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 43, n° 206, p. 1-20.
- SCHOELLER H. (1941 b). — Les conditions de formation des molasses et du Sidérolithique de la bordure nord-est du bassin d'Aquitaine. *C. R. Soc. géol., Fr.*, p. 32-34.
- SCHOELLER H. (1942). — La question de l'eau fossile au Sahara. *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 10, p. 81-83.
- SCHOELLER H. (1959). — Hydrologie des régions arides. Progrès récents. *Rech. Zone aride, Unesco*, n° 12, 126 p., 29 fig.
- SCHWERTMANN U. (1961). — Über das Vorkommen und die Entstehung von Jarosit in Marschböden (Maibolt.). *Naturwissenschaften, Dtsch.*, 48, n° 6, p. 159-160.
- SCOTT G. (1940). — Paleocological factors controlling the distribution and mode of life of cretaceous ammonites in the Texas area. *J. Paleontol., U. S. A.*, 14, n° 4, p. 299-323.
- SERVICE GÉOGRAPHIQUE DE L'A. O. F. (1934). — La carte du Ténéré. *Rens. colon. (Bull. Com. Afr. fr.)*, n° 1, p. 18-20.
- SEWARD A. C. (1924). — A collection of fossil plants from South-East Nigeria. *Bull. geol. Surv. Nigeria*, 6.
- SEWARD A. C., SAHNI B. (1920). — Indian Gondwana plants: a revision. *Mem. geol. Surv. India, Paleontol. India*, 7, n° 1, 41 p., 7 pl.
- SHATA A. (1955). — An introductory note on the geology of the northern portion of the western desert of Egypt. *Bull. Inst. Désert, Egypte*, 5, n° 2, p. 96-106, 3 fig.
- SHUKRI N. M. (1945). — Geology of the nubian sandstone. *Nature, G. B.*, 156, n° 3952.
- SHUKRI N. M., EL-AYOUTY M. K. (1954). — The mineralogy of Eocene and later sediments in the Angabia area, Cairo-Suez district. *Fac. Sci., Cairo Univ.*, n° 32, p. 47-61.
- SHUKRI N. M., SAID R. (1946). — Contribution to the geology of the nubian sandstone. Mineral analysis. *Bull. Inst. Egypte*, (1944-1945), 27, p. 230-264, 2 graph., 4 tabl., 2 pl. h. t.
- SIFFERT B., WEY R. (1962). — Synthèse d'une sépiolite à température ordinaire. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 254, n° 8, p. 1460-1462.
- SILVESTRI A. (1931). — Foraminiferi del cretacio della Somalia. *Paleontogr. ital.*, 32, p. 143-204.
- SIMPSON A. (1954). — The nigerian coalfield. The geology of parts of Onitsha, Owerri and Benue provinces. *Bull. geol. Surv. Nigeria*, n° 24.
- SITTER L. U. de (1956). — Structural geology. London, New York, Mc Graw Hill, vii + 552 p., 309 fig. (Trad. S. I. G., 2 vol., 398 p. ronéot).
- SLANSKY M. (1957). — Précisions sur la faune des formations marines du bassin sédimentaire côtier du Dahomey et du Togo. *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 13, p. 280.
- SLANSKY M. (1959). — Contribution à l'étude géologique du bassin sédimentaire côtier du Dahomey et du Togo. Thèse, Nancy et *Bull. B. R. G. M., Fr.*, 1962.
- SLANSKY M., CAMEZ T., MILLOT G. (1959). — Sédimentation argileuse et phosphatée au Dahomey. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 1, n° 2, p. 150-155.
- SOKOLOVA E. I., LISTOVA L. P., WEINSTEIN A. Z. (1954). — Synthèse des ferri et des ferrosilicates. *Dokl. Akad. Nauk S. S. S. R.*, 96, n° 6.
- SOLGER (1904). — Beiträge zur Geologie Kameruns, p. 85-242.
- SONDER R. A. (1946). — Profondeur marine et faciès lithologique. *Eclogae geol. Helv.*, 39, n° 2, p. 260-263.

- SONET J. (1958). — Témoins gréseux paléozoïques dans le massif du Ouaddaï, au Sud de l'Ennedi (NE Tchad). — C. C. T. A.-C. S. A., 14 août 1958.
- SOUGY J. (1960). — Les formations paléozoïques du Zemmour Noir (Mauritanie septentrionale). Etudes stratigraphique, pétrographique et paléontologique. *Thèse*, Nancy. 679 pages.
- SOULA L. (1950). — Sels du Manga (Niger). La thénardite de Maïné-Soroa. *Dakar, Dir. gén. Santé publ., Mission anthropologique*.
- SPARKS B. W., GROVE A. T. (1961). — Fossil non-marine mollusca from Mongonu, north-east Nigeria. *Overseas Geol. miner. Resources*, G. B.
- STCZEPINSKY V. (1962). — Histoire géologique de la Haute-Marne et des régions voisines. (A. Brulliard). Saint-Dizier, Paris, *Thèse Doct. Sci.*, 223 p., 1 dpl. h. t.
- STEFANI, C. de (1913). — Fossili della Creta superiore raccolti da Michele Sforza in Tripolitania. *Palaeontogr. ital.* 19, p. 255-299, 5 pl.
- STEFANINI G. (1933). — Saggio di una carta geologica dell'Eritrea, della Somalia e dell'Etiopia alla scala di 1 : 2 000 000. Firenze, *Consiglio naz. Ric. Comit. Geol.*, 179 p., bibliogr. (373 réf.).
- STEPHEN I. (1954). — An occurrence of palygorskite in the Shetland Isles. *Mineral. Mag., G. B.*, 30, p. 471-480.
- STOCKMANS F. (1943). — Une empreinte végétale des grès sublittoraux du Congo belge. *Bull. Mus. r. Hist. nat. Belg.*, 19, n° 9.
- STOLICZKA F. (1861-1865). — The fossil Cephalopoda of the cretaceous rocks of southern India. *Mem. geol. Surv. India, Palaeontol. indica, Ser. 3*, pts 1-13, p. 41-216, 94 pl.
- STOPE M. C. (1914). — A new cretaceous plant from Nigeria. *Geol. Mag., G. B.*, decade 6, 1, p. 433-435.
- STRAKHOV N. M. (1957). — Méthodes d'étude des roches sédimentaires. Moscou, Gosgeoltekhizdat, T. I : 611 p., 133 fig., 74 pl. h. t. T. II : 564 p., 154 fig., 15 pl. h. t. (Altération des roches sédimentaires, p. 74-75, T. I.). (Trad. S. I. G.)
- STRAKHOV N. M. et al. (1958). — Les bauxites. Leur minéralogie et leur genèse. *Izvest. Akad. Nauk S. S. S. R.*, 488 p., 155 fig., 5 pl. 6 h. t. (Trad. S. I. G.)
- STROMER E. (1912). — Ergebnisse der Forschungsreisen Prof. E. STROMERS in der Wüsten Aegyptens. I. Die Topographie und Geologie der Strecke Gharaq-Baharije nebst Ausführungen über die geologische Geschichte Aegyptens. München, p. 1-78.
- STROMER E. (1931). — Wirbeltier-Reste der Baharije Stufe. N° 10. *Abhdlg. bayer. Akad. Wiss., N. F.*, 9.
- SWINEFORD A. (1956). — Clays and Clay Minerals. *Proc. Fourth Nation. Conf. on Clays and Clay Minerals. Washington, D. C., Nat. Res. Council.*, Publ. 46, 444 p.
- SZUMOWSKI G. (1952). — Industrie préhistorique en forme de « coup de poing » aux environs de Bamako. *C. R. II^e Congr. panafric. Préhist.*, Alger, p. 478-479, 481-484, 6 pl., carte 8674.
- TAIT E. A., CARTER J. D., BARBER W., JONES G. P. (1960). — The stratigraphy and structure of a part of north-eastern Nigeria. C. C. T. A.-C. S. A., Publ. n° 55, p. 13-14 (rés. fr.).
- TATARINOV P. M., GRUSHEVYJ V. G., LABAZIN G. S. (1957). — Principes généraux d'analyse métallogénique régionale et méthodes d'établissement des cartes métallogéniques des régions plissées. *Mater. vsesjuzn. nauchno... Issl. Inst. geol. Inst., obshch. Ser.*, S. S. S. R., n° 22, 152 p., 3 dpl. h. t. (Trad. M. Ovtracht n° 2071, B. R. G. M.).
- TATTAM C. M. (1943). — A review of nigerian stratigraphy. *Annu. Rep. geol. Survey Nigeria*.
- TAVENER-SMITH R. (1958). — The development of the mid-Zambezi valley in northern Rhodesia since early Karroo times. *Geol. Mag., G. B.*, 95, n° 2, p. 105-118, 2 fig., 1 tabl.
- TEMPERLEY B. N. (1960). — Geology and groundwater conditions in the Kibwegi-Chyula area. *Ministry of Works, Kenya, Techn. Rep. n° 2. Overseas Geol. miner. Resources*, G. B., 8, n° 1, p. 32-52.
- TEODOROVICH G. I. (1957). — Classification of sandstones by clastic grain composition and cement composition. *Dokl. Akad. Nauk S. S. S. R.* — Sect. geol. Sci. in engl. transl. (16 july 1956). (Consultants Bureau, Inc., 227 West 17 th St., New York, II N. Y.).
- TERMIER H., TERMIER G. (1952). — Histoire géologique de la biosphère. Paris, Masson. (35 cartes paléogéogr.).
- TERMIER H., TERMIER G. (1954). — Formation des continents et progression de la vie. Paris, Masson, 132 p., 4 fig., 20 pl. h. t., 5 cartes.
- TERMIER H., TERMIER G. (1956). — L'évolution de la lithosphère. I. Pétrogenèse. Paris, Masson.
- TERMIER H., TERMIER G. (1958). — Les grandes phases arides des temps géologiques. Leur place dans l'histoire de la terre et leurs répercussions sur l'histoire de la vie : exemple du Permien. *Rev. gén. Sci. pures appl., Fr.*, 65, n° 3-4, p.83-91.

- TERMIER H., TERMIER G. (1960). — Erosion et sédimentation. Introduction à la géologie générale et à la paléogéographie. Paris, Masson, 412 p.
- TERMIER P. (1908). — Sur un gisement d'alunite au contact de rhyolites anciens près de Réalmont (Tarn). *C. R. Soc. géol. Fr.*, p. 265.
- TESSIER F. (1950 a). — Age des phosphates et des latéritoïdes phosphatés de l'Ouest du Plateau de Thiès (Sénégal). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **230**, p. 981-983.
- TESSIER F. (1950 b). — Problèmes hydrogéologiques dans le territoire du Niger. *Thèse Fac. Sci. Marseille*, 37 p. polyc., tabl., 4 graph., 6 fig., carte. (Dakar, Dir. Mines).
- TESSIER F. (1954). — Oolites ferrugineuses et fausses latérites dans l'Est de l'Afrique occidentale française. *Ann. Ec. sup. Sci. Dakar*, **1**, p. 113-128, 6 fig., 3 pl.
- TESSIER F. (1959). — Les latérites du cap Manuel à Dakar et ses termitières fossiles. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **248**, n° 23, p. 3320-3322, 1 fig.
- TESSIER F. (1960). — Etudes paléontologiques et géologiques sur les falaises de Fresco (Côte-d'Ivoire). I. Introduction. *Ann. Fac. Sci. Univ. Dakar*, **5**, p. 35-53.
- THEVENIN A. (1905). — Les fossiles de l'Afrique centrale. *Rev. colon.*, p. 655 (in : *Thèse G. Garde* (1910), p. 257).
- THOMPSON J. B. (1957). — The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schistes. *Amer. Mineralogist*, **42**, n° 11-12, p. 842-858.
- THOMPSON J. H. (1958). — The geology and hydrology of Gombe, Bauchi Province. *Rec. geol. Surv. Nigeria*, 1956, p. 46-65, 1 dpl. h. t.
- THORAL M. (1942). — A propos de la structure cone-in-cone. *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 13, p. 144-146.
- THÜRMAN (1838). — Réunion extraordinaire de la Soc. géol. Fr. à Porrentruy (Suisse) du 5 au 12 sept. 1838. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (1), **9**, p. 357-450.
- TILHO J. (1906). — Exploration du lac Tchad (février-mai 1904). *Géographie*, **13**, p. 195-214.
- TILHO J. (1910-1914). — Documents scientifiques de la Mission Tilho (1906-1909). 3 vol.
- TILHO J. (1925). — Sur l'aire probable d'extension maxima de la mer paléotchadienne. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **181**, p. 643.
- TILHO J. (1928). — Variations et disparition possible du Tchad. *Ann. Géogr., Fr.*, n° 207, p. 238-260.
- TILHO J. (G^{al}) (1934). — A travers le Ténéré. Le problème de l'oued Tafassasset. *Afr. fr.*, **44**, n° 3, p. 157-159.
- TILHO J., ARAMBOURG C. (1938). — Sur la découverte par Stéphane DESOMBRE d'un éléphant fossile au centre du Sahara. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **206**, p. 1775.
- TOUCHEBEUF de LUSSIGNY (1961). — Etude de transports solides en Afrique Noire et à Madagascar. C. C. T. A.-C. S. A. Conf. interafr. Hydrol., Nairobi, 16-26 janvier 1961.
- TRICART J. (1956). — Tentative de corrélation des périodes pluviales africaines et des périodes glaciaires. *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 10, p. 164-167.
- TRICART J. (1958). — Données pour l'utilisation paléogéographique des cailloutis. *Comm. Congr. intern. Sédiment., Rés. Chron. Mines O. M.*
- TRICART J., BROCHU M. (1955). — Le grand erg ancien du Trarza et du Cayor. *Rev. Géomorph. dynam., Fr.*, **6**, n° 4, p. 115-178.
- TRICART J., MICHEL P., VOGT J. (1957). — Oscillations climatiques quaternaires en Afrique occidentale. *INQUA, V^e Congr. internation., Espagne. Rés. Comm.*, p. 187-188, 1 carte.
- TUREKIAN K. K., WEDEPOHL K. H. (1961). — Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **72**, n° 2, p. 175-191.
- TWENHOFEL W. H. (1950). — Principles of sedimentation. 2nd ed. New York, Mc Graw-Hill.
- TYRRELL G. W. (1930). — Petrographical notes (coll. RODD). *Quart. J. geol. Soc. London*, **86**, p. 409-412.
- UMBROGROVE (1947). — The pulse of the earth. 2nd ed. *The Hague*, N. Nijnhof.
- URVOY Y. (1933). — Les formes dunaires à l'Ouest du Tchad. *Ann. Géogr.*, **42**, n° 239, p. 506-515.
- URVOY Y. (1935). — Terrasses et changements de climat quaternaires à l'Est du Niger. *Ann. Géogr.*, **44**, n° 249, p. 254-263.
- URVOY Y., (Cap.) (1936). — Structure et modelé du Soudan français (colonie du Niger). *Ann. Géogr.*, **45**, p. 19-49.
- URVOY Y. (1942 a). — Les bassins du Niger. Etude de géographie physique et de paléogéographie. Paris, Larose, 139 p., 36 fig., 11 pl., 4 cartes h. t.
- URVOY Y. (1942 b). — Les bassins du Niger. Les conditions climatiques de formation de la latérite. Appendice 1. *Dakar, Inst. fr. Afr. noire*.

- VADASZ E. (1933). — Oolitische Roteisenerslagerstätten in Aegypten. *Z. Mineral. Geol. Paleontol., Dtsch.*, n° 5, S. 161-175.
- VAN DEN BROECK E. (1881). — Mémoire sur les phénomènes d'altération des dépôts superficiels. Bruxelles.
- VAN DEN BROECK J. (1960). — La diatomite (Kieselgur). Les Diatomées et leurs emplois dans l'industrie. 3^e éd. Paris, Edit. Soc. Silices Fossiles de France, 207 p., phot.
- VANDERSTAPPEN R., VERBEEK T. (1959). — Présence d'analcime d'origine sédimentaire dans le Mésozoïque du bassin du Congo. *Bull. Soc. belge Géol. Paléontol. Hydrol.*, 68, fasc. 3, p. 417-421.
- VAN LECKWIJCK W. (1956). — Problèmes relatifs à la datation de puissantes séries complexes formées uniquement de roches volcaniques ou continentales ; exemple du Mexique central. *Soc. géol. Belg., Bull.*, (1956-1957), 80, p. B 175-189, 1 tabl.
- VAN LECKWIJCK W., ANCION C. (1955-1956). A propos de la bordure septentrionale du synclinorium de Namur et de ses horizons d'oligiste oolithique : existence d'une lacune stratigraphique entre Frasnien et Tournaisien à l'Est de la bande silurienne de Landenne-sur-Meuse. *Soc. géol. Belg., Mém.*, 79, fasc. 1, p. 3-42, 2 pl.
- VAN ROMPHEY C. (1961). — Etude stratigraphique et paléontologique de la région de Vonso (Bas-Congo). *Ann. Mus. r. Congo belge (Afr. centr.)*, Sci., géol., Belg., n° 38, p. 1-39.
- VARLEY E. R., DU PREEZ J. W., PARKIN E. A., SCOTT I. C. (1956). — Nigerian diatomite. Insecticidal properties for the control of stored product insects. *Colon. Geol. miner. Resources, G. B.*, 6, n° 2, p. 176-181.
- VATAN A. (1935). — Résumé d'observations sur les conditions de dépôt et la lithologie des terrains sidérolithiques du Berry. *C. R. Soc. géol., Fr.*, p. 64-65.
- VATAN A. (1939 a). — Les structures oolithiques et pisolithiques dans les terrains tertiaires continentaux du centre de la France. *C. R. Soc. géol., Fr.*, p. 89-91.
- VATAN A. (1939 b). — Observations : 1°) sur l'existence dans certaines argiles de sels alcalins solubles. 2°) sur la structure des sables à ciment argileux. *C. R. Soc. géol., Fr.*, p. 144-146.
- VATAN A. (1947). — La sédimentation continentale tertiaire dans le bassin de Paris méridional. Thèse, Toulouse, Paris (1948), 218 p., fig., pl., carte.
- VATAN A. (1953). — La sédimentologie et les réservoirs. *Rev. Inst. fr. Pétrole*, n° 9.
- VATAN A. (1954). — Pétrographie sédimentaire. Paris, Inst. fr. Pétrole, 279 p.
- VATAN A. (1957). — Les applications de la sédimentologie à la recherche du pétrole. *Bull. trim. Inf. Centre Et. Doc. paléontol.*, n° 35.
- VATAN A. (1962). — Les grès et leur milieu. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 254, n° 11, p. 2026-2028.
- VAUMAS E. de (1959). — Sur la surface d'érosion pontienne de la chaîne de Kyrénia et de la péninsule de Karpas (Chypre). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 248, n° 1, p. 121-123.
- VEILLET-BARTOSZEWSKA M. (1954). — Sur un bois fossile du genre *Brachyoxylon* JEFFREY dans la bordure sédimentaire orientale du massif de l'Aïr. *Ann. Sci. nat. Paris, Sér. 11, Bot.*, 15, p. 151-162, 2 pl.
- VEILLET-BARTOSZEWSKA M. (1956). — Sur l'anatomie et les affinités du *Dadoxylon* (*Araucarioxylon*) *sahariense* n. sp., bois fossile du Continental intercalaire de l'Emi-Fezzan. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), 6, p. 227-236, 1 fig.
- VELAIN C. (1906-1907). — Etat actuel de nos connaissances sur la géographie et la géologie du Sahara, d'après les explorations les plus récentes. *Rev. annu. Géogr.*, 1, p. 447-517.
- VERLAQUE C. (1957). — Evolution de la recherche pétrolière dans le Sahara français. *Trav. Inst. Rech. sahar., Algér.*, 16, p. 131-169.
- VERNHET S. (1956). — Etude chimique et minéralogique de quelques sédiments méditerranéens de moyenne et grande profondeur. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 242, n° 8, p. 1049-1052.
- VIGNON (Col.) (1934). — Reconnaissance par engins motorisés du Sahara nigérien. *Bull. Com. Afr. fr.*, n° 2, p. 53-61 ; n° 3, p. 77-80 ; n° 4, p. 85-87.
- VILLAIN P. (1899). — Sur la genèse des minerais de fer de la région lorraine. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 128.
- VINCENT P. M. (1960). — Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental et central (Sahara du Tchad). Paris, Thèse Doct. Sci., 197 p.
- VISCHER H. (1910). — Across the Sahara from Tripoli to Bornu. London.
- VISSE L. (1949). — Note pétrographique sur le phosphate de chaux de Lam-Lam (A. O. F.). *C. R. Soc. géol., Fr.*, p. 251-253.
- VOUTE C. (1959). — Geological and morphological evolution of the Niger and Benue valleys. *Mus. r. Afr. centr., Ann., Sci. hum., Belg.*, (1962), n° 40, p. 189-207, 3 fig., 1 carte dpl. h. t.

- VROMAN J. (1958). — The cenomanian-turonian boundary in northern Israel. *State Israel, Minist. Develop., geol. Surv., Bull.*, n° 17, p. 1-2.
- VROMAN J. (1944). — The petrology of sandy sediments of Palestine. *Bull. geol. Dept* (Hebrew Univ., Jerusalem), 5, n° 1.
- WAEGEMANS G. (1954). — Les latérites de Gimbi. in *Publ. Inst. nation. Et. agron. Congo belge, Sér. sci., Belg.*, n° 60.
- WAUTHIER M. (1934). — Connaissance des sables. Du Hoggar au Tchad à travers le Ténéré. Paris, Plon, 249 p.
- WAUTHIER R. (Cap.) (1933). — Reconnaissance saharienne. Exploration du Ténéré. Alger, Imp. Guiauchain, 47 p.
- WAUTHIER (Cap.) (1935). — Une exploration du Ténéré. *Géographie*, 64, juil., p. 32-54.
- WEAVER C. E. (1958). — Geologic interpretation of argillaceous sediments. Pt. I — Origin and significance of clay minerals in sedimentary rocks. Pt. II — Clay petrology of upper mississippian-lower pennsylvanian sediments of Central U.S. *Bull. amer. Ass. Petrol. Geologists*, 42, n° 2, p. 254-271, 272-309.
- WEGMANN E. (1957). — Tectonique vivante, dénudation et phénomènes connexes. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam., Fr.*, (2), 1, fasc. 1, p. 3-15.
- WEIR J. (1930). — Upper cretaceous fossils. *Quart. J. geol. Soc. London*, 86, p. 404-408.
- WEIS H. (1956). — Der Wasserhaushalt des Fezzan, der südlibyschen Wüste und des Berglandes von Tibesti. *Gas-u. Wasserfach, Dtsch.*, 97, n° 22, p. 929-932, et n° 24, p. 1028-1030.
- WELLER J. M. (1958). — Stratigraphic facies differentiation and nomenclature. *Bull. amer. Ass. Petrol. Geologists*, 42, n° 3.
- WELLINGTON J. H. (1955). — Southern Africa. A geographical study. Vol. 1. Cambridge University Press.
- WENZEL L. K. (1942). — Methods for determining permeability of water-bearing material. *Geol. Surv. Wat. Supply Paper, U. S. A.*, n° 887.
- WERNER R. G. (1960). — Diatomées marines vivant en eau douce continentale. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 251, n° 3, p. 413-415.
- WHEELER H. E. (1948). — Late precambrian-cambrian stratigraphic cross section through southern Nevada. *Univ. Nevada Bull.*, 42, n° 3.
- WHEELER H. E. (1958). — Primary factors in biostratigraphy. *Bull. amer. Ass. Petrol. Geologists*, 42, n° 3.
- WHEELER H. E., MALLORY V. S. (1953). — Designation of stratigraphic units. *Bull. amer. Ass. Petrol. Geologists*, 37, n° 10, p. 2407-2421, 3 fig.
- WHEELER H. E., MALLORY V. S. (1954). — Analysis and classification of stratigraphic units. *Geol. Soc. Amer., Bull.* 65, p. 1324.
- WHEELER H. E., MALLORY V. S. (1956). — Factors in lithostratigraphy. *Bull. amer. Ass. Petrol. Geologists*, 40, n° 11, p. 2711-2723, 6 fig.
- WHEELER H. E., MURRAY H. H. (1957). — Base-level control patterns in cyclothermic sedimentation. *Bull. amer. Ass. Petrol. geologists*, 41, n° 9, p. 1985-2011, 7 fig.
- WIESE R. G. (1957). — An occurrence of mineralised organic material in Nova Scotia. *Econ. Geol., U. S. A.*, 52, p. 76-82.
- WILLIAMS S. (1930). — Report on the fossil wood. (Mission RODD). *Quart. J. Geol. Soc., London*, 86, p. 408-409.
- WOLLAST R. (1961). — Aspect chimique du mode de formation des bauxites dans le Bas-Congo. *Acad. r. Sci. O.-M., Bull., Belg.*, 7, n° 3, p. 468-489, 11 fig.
- WOOD A. (1942). — The development of hillside slopes. *Proc. Biologists Ass.*, 3, p. 128-38.
- YOUNG R. G. (1955) — Sedimentary facies and intertonguing in the upper cretaceous of the Book Cliffs, Utah-Colorado. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 66, Feb., p. 177-202, 4 fig., 3 pl.
- ZELTNER Fr. de (1913). — Les gravures rupestres de l'Aïr. *Anthropologie, Fr.*, 24, p. 172-184, 5 fig.
- ZEN E. (1961). — The zeolite facies : an interpretation. *Amer. J. Sci.*, 259, June, p. 401-409.
- ZHIZHCENKO B. P. (1959). — Méthodes de recherches paléogéographiques. Léninegrad, Gostoptekhizdat, 346 p., 132 fig. (Trad. S. I. G.).
- ZISCHKA A. (1951). — Afrika. Oldenburg (Oldb), Gerrhard Stalling.
- ZITTEL M. K. von. — Carte géologique de l'Afrique. Atlas physique de Berghaus.

LEXIQUE DES FORMATIONS

Formations (ou groupes)	Age proposé	Pages
Achegour	Crétacé inférieur	212, 227, 232, 251
Agadem	Sénonien inférieur (?) et moyen	288, 296, 298, 301, 307
Agadès (F. JOULIA)	Trias, Jurassique (?)	144, 152
Alanlara	Cénomanién inférieur	195, 196, 201
Angornakouer	Crétacé inférieur 1	175, 188, 190
Arentigué	Cénomano-Turonien (littoral)	255, 271, 285
Aschia Tinamou	Turonien supérieur, Sénonien inférieur	166-168
Bérére (F. JOULIA)	Cénomanién supérieur et Turonien inférieur.	159
Bilma	Sénonien supérieur, Tertiaire inférieur (?) .	237, 239, 273
	Albien	48, 50
Boulakoura	Tertiaire continental remanié	349, 350
Cheffadène	Cénomanién inférieur	242, 251, 271, 285
Dambanza (F. JOULIA)	Sénonien	159
Damergou (groupe)	Crétacé supérieur	159
Dibella	Crétacé inférieur	220, 225, 227

Formations (ou groupes)	Age proposé	Pages
Dolle (Termit Sud)	Tertiaire continental	309, 320, 322, 338, 341
Echkar	Crétacé inférieur 3	110, 125, 129, 144, 145, 149
Elrhas (ou Elrhaz)	Crétacé inférieur 2	110, 114, 118, 144, 145, 148
Emi Bao	Sénonien supérieur, Tertiaire inférieur (?) ..	260, 273, 285
Ezerza	Cénomanién inférieur	231, 239, 270, 285
Fachi	Crétacé inférieur	213, 220, 227
Farak	Cénomanién inférieur	110, 131, 142, 144, 145, 149
Galhama	Sénonien moyen ou supérieur	288, 296, 298, 302, 307
Gangara (F. JOULIA)	Turonien supérieur	159
Homodji	Tertiaire continental	288, 298, 302, 307
Irhazer (F. JOULIA)	Trias ? Jurassique	144, 152
Kafra (inférieur)	Turonien	234
Kafra s. s. (supérieur)	Sénonien inférieur (et moyen ?)	236, 239, 251, 255, 272
Kandel Bouzou	Crétacé supérieur	166, 169, 171
Kandel Fadeï (ou Kandel Fadeil)	Crétacé supérieur	166, 171
Koutous (groupe)	Crétacé continental	346, 361
Koutous s. s.	Crétacé supérieur continental	346, 354, 356, 361
Manguéni (« grès de Nubie »)	Jurassique (?)	269
Oleki	Crétacé (supérieur ?) continental	258, 274, 285
Séguédine	Sénonien (inférieur)	255, 272, 285
Tagrézou	Crétacé inférieur 2	175, 180, 185, 188, 190
Talrass (ou Talrhas)	Cénomanién	162, 169, 170

Formations (ou groupes)	Age proposé	Pages
Tanguérat	Crétacé inférieur 3	175, 185, 189, 190
Tazolé	Crétacé inférieur 1	110, 144, 145, 147, 152
Téfidet (groupe)	Crétacé inférieur 1-2-3	174, 188, 190
Tégama (groupe)	Crétacé inférieur 1-2-3	110, 144, 145, 151, 190
Termit (Termit ouest)	Sénonien (moyen ou) supérieur, base du Tertiaire inférieur (?)	309, 320, 322, 336, 340
Tiguédi (voir Tazolé)		
Zaouzaoua	Tertiaire continental	159, 360
Zoo Baba	Cénomanién supérieur et Turonien	233, 239, 251, 271, 285

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE I

FIG. 1. — Ouest d'Arakao.

Erg de dunes vives venant s'appuyer contre le socle montagneux de l'Aïr.

FIG. 2. — Ténéré, à 360 km d'Agadès et 200 km de Bilma.

Paysage parfaitement plat de sable ridé.

FIG. 3. — Oasis de Fachi. Falaise entre Dar Salam et Nagaba Kao Boula.

Formation de Fachi reposant sur le socle visible dans la falaise à droite de la dune.

FIG. 4. — Sud-Est du piton volcanique de l'Azaouageur (visible au dernier plan à droite).

Formation d'Elrhas, pendages vers le N E en direction de la faille qui limite le socle situé au-delà de la dernière pente couverte de sable blanc.

Le personnage est debout sur le niveau de calcaire bleu noduleux.



2



4



1



3

PLANCHE II

FIG. 1. — Mousselé. Flanc est du petit synclinal.

Stratification oblique dans un banc de grès-quartzite de la formation de Dibella.

FIG. 2. — Sud-Est de Zélik. Formation d'Elrhas.

Grès grossier à zones sphériques à ciment calcaire, mises en relief par l'érosion. (Gisement situé entre un tronc d'arbre silicifié imprégné de minéral radioactif et des grès à ciment de malachite, invisibles sur la photo).

FIG. 3. — 32 km au SE d'Elrhas.

Fémur d'un gros Dinosaurien Sauropode, longueur 1,20 m (éch. n° 1277).

FIG. 4. — 8 km à l'E. NE d'Elrhas.

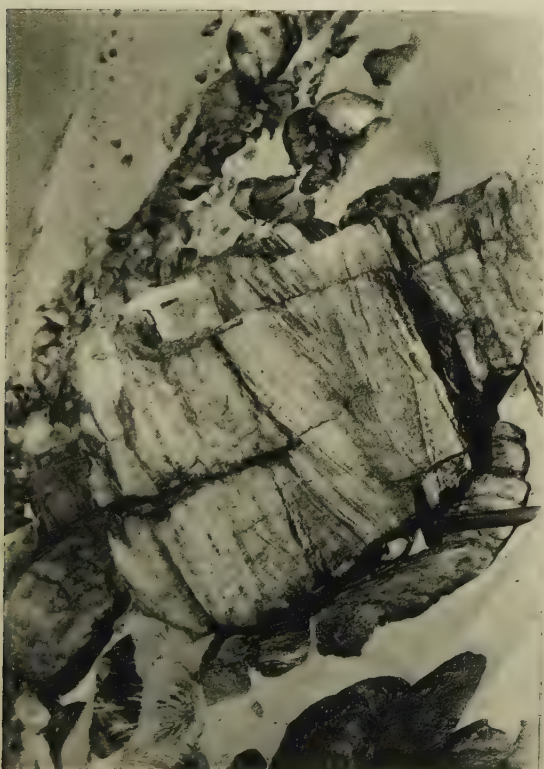
Colonne vertébrale de Dinosaurien Sauropode.



2



4



1



3

PLANCHE III

FIG. 1. — Vallée centrale du massif d'Agadem, rive sud.

Argiles grises à lits ferrugineux, surmontées à gauche par un banc de grès roux (formation d'Agadem). A droite, diatomite « carton » blanche (Quaternaire) discordante, à fort pendage de dépôt, entaillée par la coupure de l'oued.

FIG. 2. — Vallée dans le Nord du massif d'Agadem.

Falaise de grès fin lité de la base de la formation d'Agadem. Dans le fond, la cuvette à sol natroné.

FIG. 3. — Sud-Ouest du massif d'Agadem.

Argiles et grès fins à bancs ferrugineux. Forts pendages vers le NE en direction d'une faille.

FIG. 4. — Sud du massif d'Agadem.

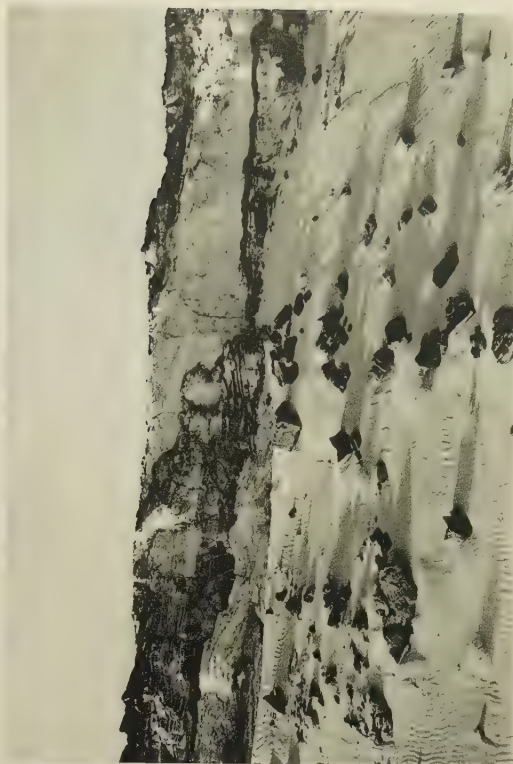
Discordance au sommet des grès d'Agadem.

A gauche, grès fin lité; à droite grès argileux blanc; entre les deux, surface de ravinement rubéfiée.

La moitié inférieure de la photo montre une dune couverte d'éboulis.



2



4



1



3

PLANCHE IV

- FIG. 1. — Termit sud. Butte 4 km à l'W. NW du campement.
Discordance de la formation de Termit Dolle, sub-horizontale au sommet de la butte, sur la formation de Termit ouest à fort pendage vers le NE.
- FIG. 2. — Homodji.
Butte de grès fin argileux, bancs d'oolithe ferrugineuse dans la partie supérieure (formation d'Homodji).
- FIG. 3. — Ganatcha.
Butte de grès en gros bancs (formation de Koutous).
- FIG. 4. — Vallée dans le Koutous.
A gauche, butte de la partie supérieure de la formation du Koutous, sur le plateau principal.



1



2



3

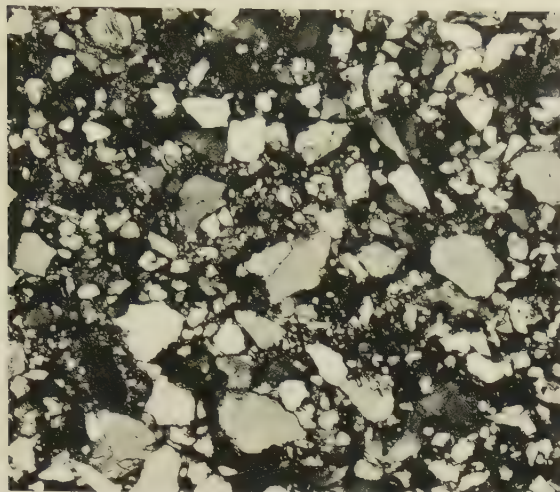


4

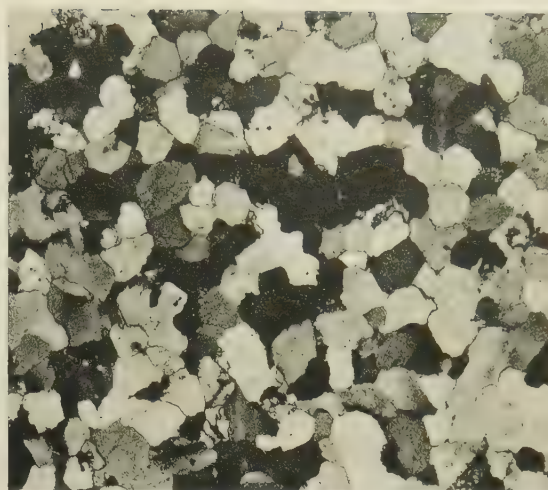
PLANCHE V

- FIG. 1. — Grès hétérogène à grain moyen et fin anguleux. L.P. $\times$ 30.
Formation de Tazolé, faciès Arhagou.
Sud de l'Aïr, S-W de Tazolé (éch. 1433).
- FIG. 2. — Grès quartzite à grain moyen. L.P. $\times$ 30.
Formation de Dibella, niveau à empreintes de feuilles.
Gara Gounanga (éch. 1093).
- FIG. 3. — Grès très fin à ciment calcaire. L.P. $\times$ 30.
Formation d'Elrhas.
Nord de la falaise de Kabkabé, au Sud de l'oued Ouffaguedouf (éch. 2004).
- FIG. 4. — Grès grossier feldspathique. L.P. $\times$ 30.
Formation d'Echkar.
Nord de la falaise de Kabkabé, au Sud de l'oued Ouffaguedouf, sommet de la falaise
(éch. 2007).
- FIG. 5. — Grès très fin homogène à muscovite. L.P. $\times$ 30.
Formation d'Alanlara, niveau gréseux.
Alanlara, oued nord-sud, près des tumulus (éch. 1483).
- FIG. 6. — Silt à stratification contournée. L.P. $\times$ 30.
Formation d'Alanlara.
Alanlara (éch. 1505).

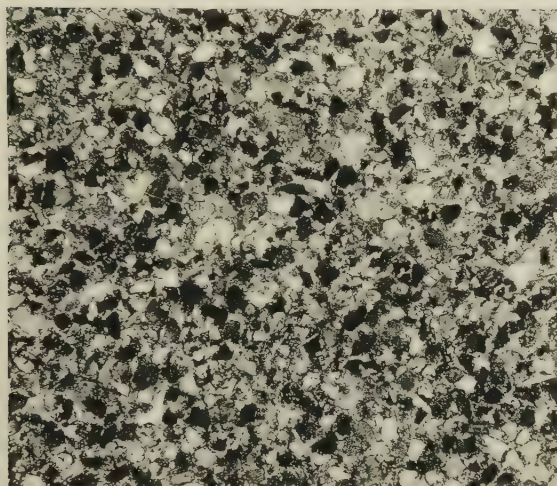
Toutes les microphotographies de cette planche sont à la même échelle ($\times$ 30) et ont été prises en lumière polarisée (L.P.) afin de permettre la comparaison des structures.



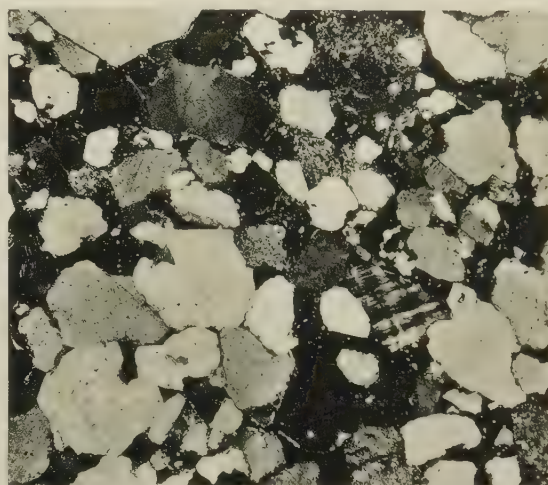
1



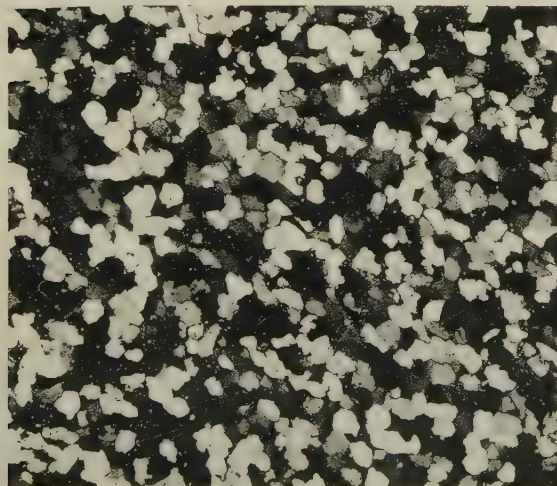
2



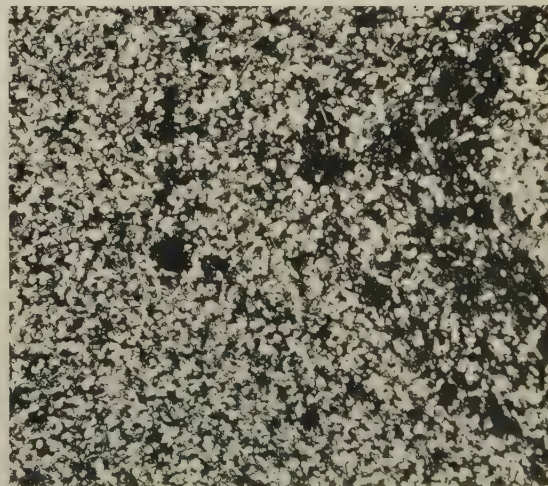
3



4



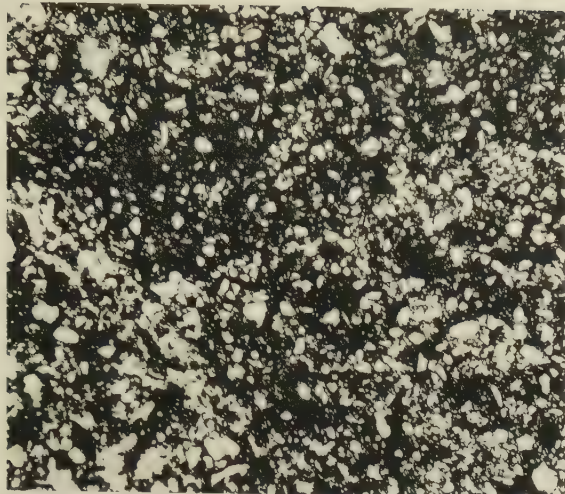
5



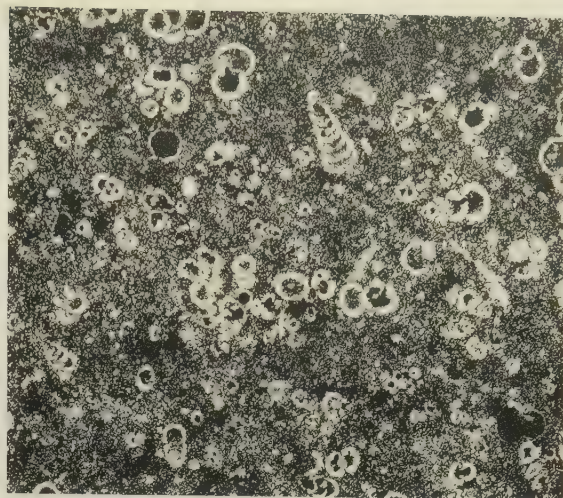
6

PLANCHE VI

- FIG. 1. — Grès très fin à silt à ciment d'oxyde de fer. L. N. $\times$ 30.
Lumachelle à Lamellibranches-Sénonien inférieur ou moyen Agadem (éch. 1000).
- FIG. 2. — Calcaire à microfaune (*Gümbelines*). L. N. $\times$ 60.
Banc calcaire beige à *Nigericeras*. Turonien inférieur. 26 k à l'Est de Cheffadène (éch. 2840).
- FIG. 3. — Silt gréseux et argileux hétérogène. L. P. $\times$ 30.
Banc tendre entre les grès grossiers. Formation du Koutous.
Sud-Est de Martioum (éch. 1908).
- FIG. 4. — Grès hétérogène à ciment silteux et argileux. L. P. $\times$ 30.
Formation de l'Oleki.
Butte de l'Oleki, à 30 m au-dessus de la plaine (éch. 2717).
- FIG. 5. — Oolithe ferrugineuse, structure concentrique. L. N. $\times$ 30.
Formation d'Homodji; oolithe ferrugineuse à ciment gréseux.
Homodji (éch. 981).
- FIG. 6. — Grès très fin homogène à ciment ferrugineux. L. P. $\times$ 30.
Sénonien (formation de Bilma).
Butte de Tiguedelane (éch. 1716).



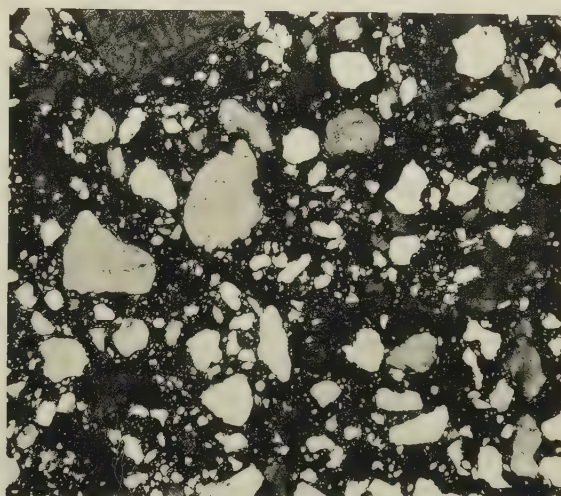
1



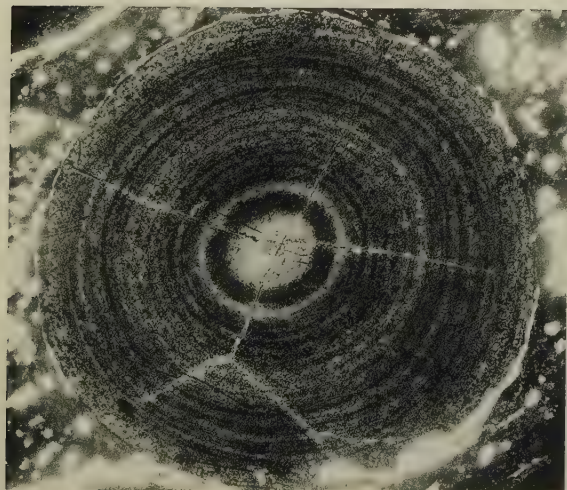
2



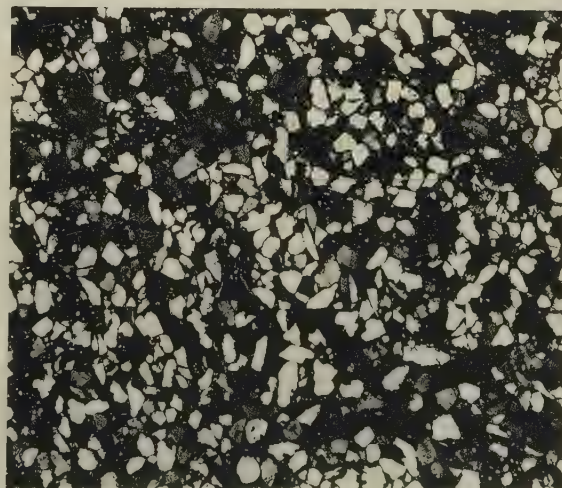
3



4



5



6

PLANCHE VII

- FIG. 1 a-b. — *Neolobites* sp.
Alanlara, gisement 32 km à l'W. SW de l'Arbre du Ténéré. Lumachelle calcaire noire.
Cénomanien supérieur (n° 1516).
- FIG. 2 a-b, *Neolobites vibrayeanus* (d'ORBIGNY).
3 a-b, 4. — FIG. 2 et 3 : même gisement que 1. Fig. 4 : gisement 21,5 km à l'Est de Cheffadène.
Cénomanien supérieur (fig. 2, n° 1519; fig. 3, n° 1517; fig. 4, n° 2836).
- FIG. 5 a-b. — *Cidaris taouzensis* (LAMBERT).
Sud d'Alanlara, gisement 30 km au SW de l'Arbre du Ténéré. Lumachelle calcaire
beige. Limite supérieure du Cénomanien (n° 1447).
- FIG. 6. — *Hemiaster* cf. *batnensis* (COQUAND).
Même gisement que 5. Limite supérieure du Cénomanien (n° 1450 a).

Tous les fossiles de cette planche sont figurés en grandeur naturelle. Les numéros entre parenthèses sont ceux de la collection H. FAURE. Les échantillons sont conservés au Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris.

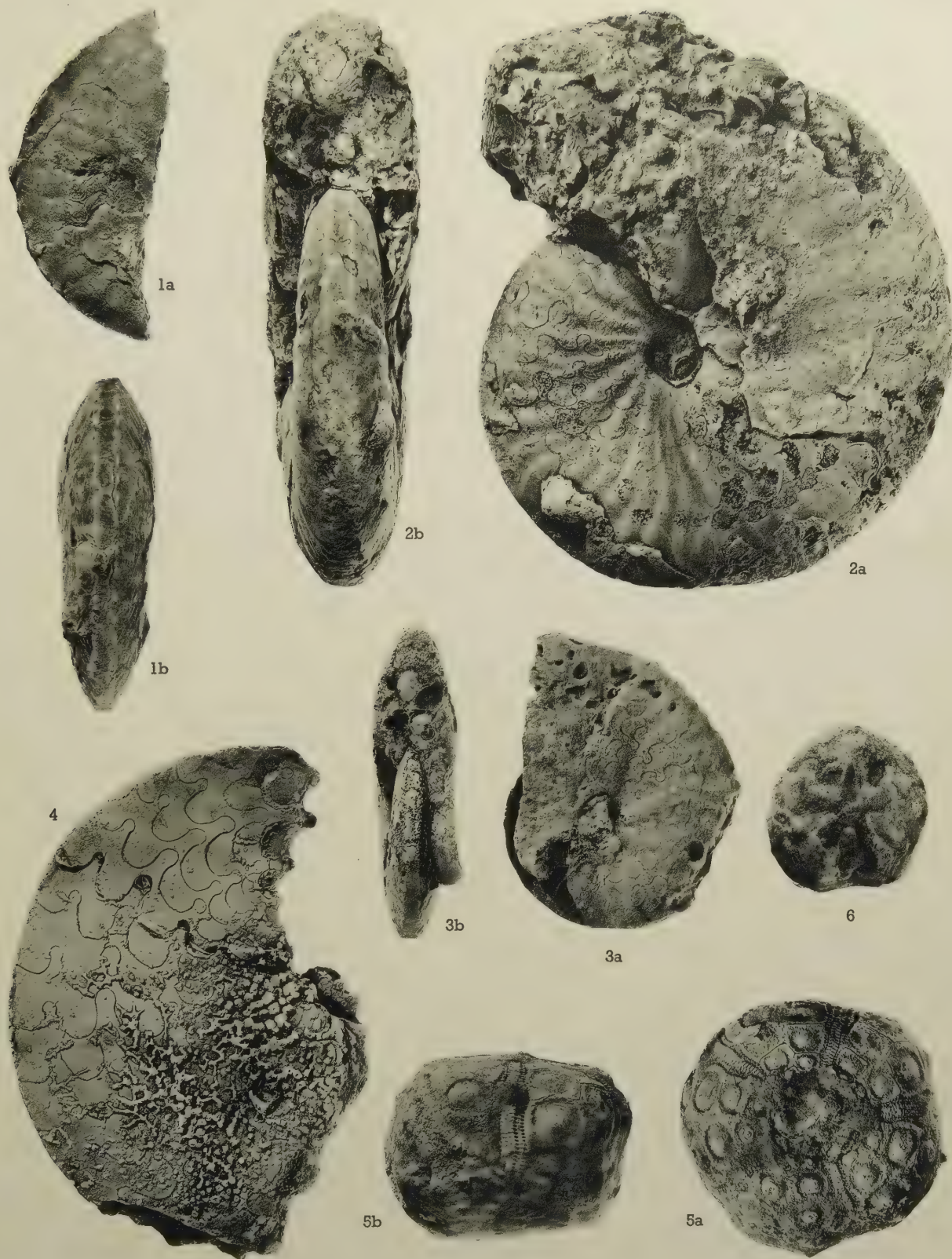
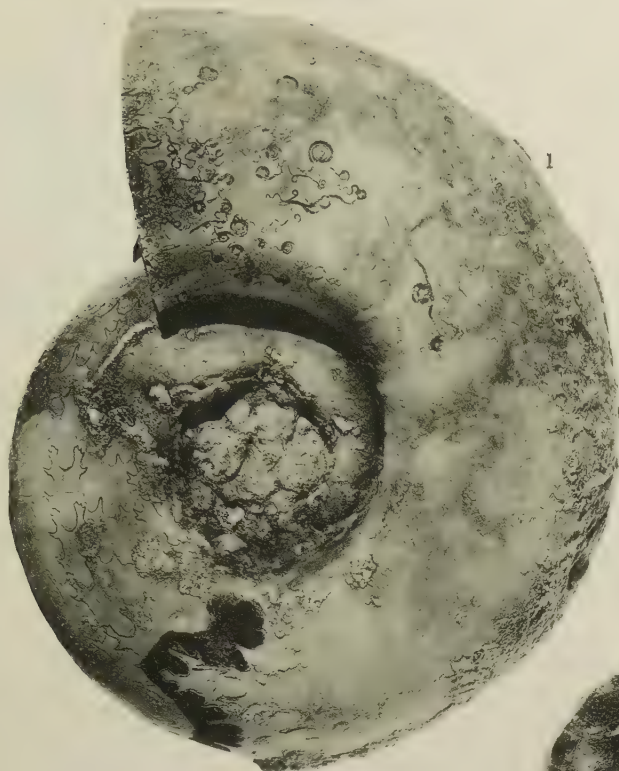


PLANCHE VIII

- FIG. 1, 2 a-b. — *Vascoceras* sp. (sp. nov. ?)
Gisement 26 km à l'Est de Cheffadène. Turonien inférieur (fig. 1, n° 2838 c; fig. 2, n° 2838 b).
- FIG. 3. — *Nigericeras* aff. *gadeni* (CHUDEAU).
Gisement 19 km à l'E. SE de Cheffadène.
Turonien inférieur (n° 2802).
- FIG. 4 a-b. — *Nigericeras* sp. ex. gr. *gadeni* (CHUDEAU).
Même gisement que la fig. 1. Turonien inférieur (n° 2838 a).
- FIG. 5 a-b. — *Nigericeras* cf. *jacqueti* (SCHNEEGANS).
Gisement 21 km au SE de Cheffadène. Turonien inférieur (n° 2849).

Tous les fossiles de cette planche sont figurés en grandeur naturelle. Les numéros entre parenthèses sont ceux de la collection H. FAURE. Les échantillons sont conservés au Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris.



1



2a



2b



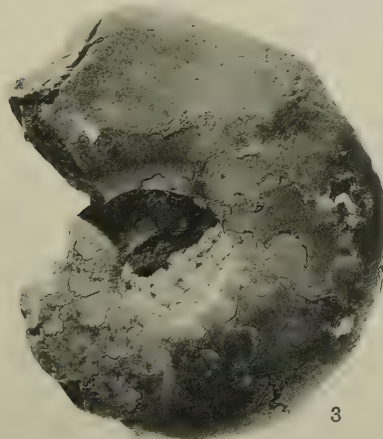
4b



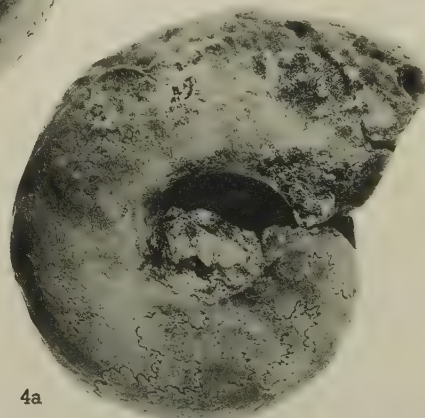
5b



5a



3



4a

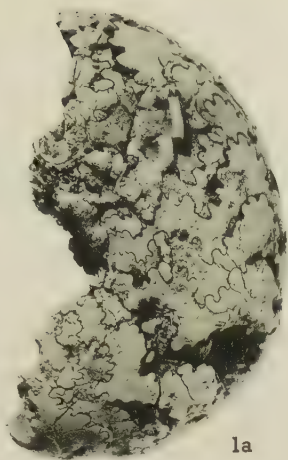
PLANCHE IX

- FIG. 1 a-b, *Nigericeras* cf. *lamberti* (SCHNEEGANS); fig. 1 forme épaisse, fig. 3 forme aplatie.
2 a-b, 3 a-b. — Gisement 21 km au SE de Cheffadène, Turonien inférieur (fig. 1, n° 2851 b; fig. 2, n° 2850; fig. 3, n° 2851 a).
FIG. 4, 5 a-b. — *Pseudotissotia* (*Bauchioceras*) *nigeriensis* (WOODS).
Fig. 4 gisement 22 km à l'E. SE de Cheffadène. Fig. 5 gisement 22 km au SE de Cheffadène. Partie supérieure du Turonien inférieur (fig. 4, n° 2800; fig. 5, n° 2846).
FIG. 6 a-b. — *Tissotia* sp., chambre d'habitation.
Déblais du puits de l'Aschia Tinamou. Coniacien (n° 1870 a).
FIG. 7 a-b. — *Tissotia* cf. *latelobata* (SOLGER).
Même gisement que la fig. 6 Coniacien (n° 1870 b).

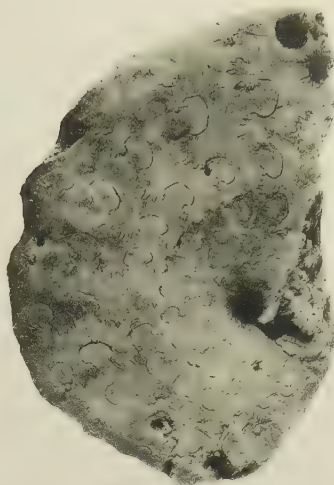
Tous les fossiles de cette planche sont figurés en grandeur naturelle. Les numéros entre parenthèses sont ceux de la collection H. FAURE. Les échantillons sont conservés au Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris.



1b



1a



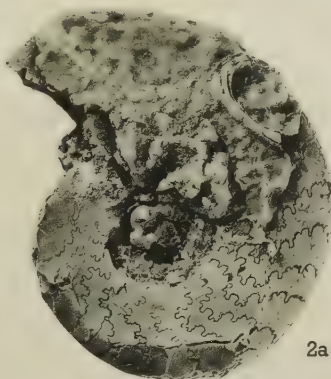
7a



7b



2b



2a



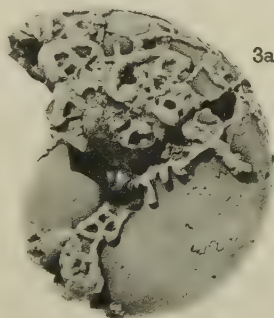
6a



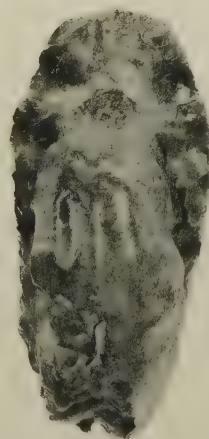
6b



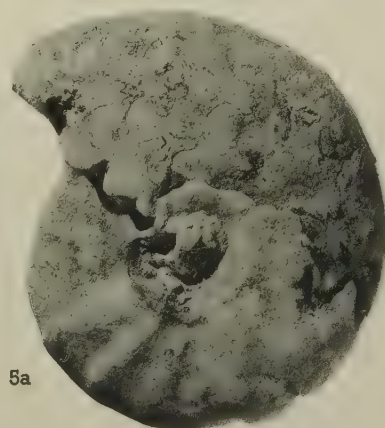
3b



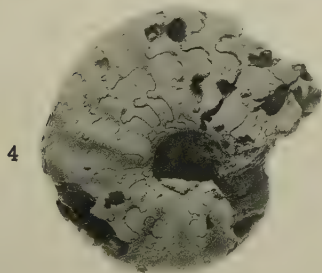
3a



5b



5a

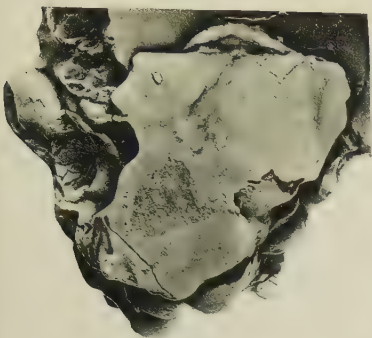


4

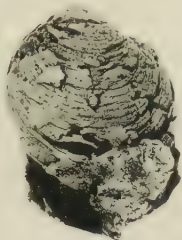
PLANCHE X

- FIG. 1. — *Phelopteria kitsoni* (COX). V. d. $\times 1$.
Gisement 21,5 km à l'Est de Cheffadène, zone à *Neolobites vibrayeanus* d'ORBIGNY (Cénomanien supérieur) (n° 2835 a).
- FIG. 2, 3. — *Mutiella cheffadenensis* (FRENEIX ms.). Holotype V. d. $\times 1,5$.
Même gisement que 1. (Cénomanien supérieur) (n° 2835 b).
- FIG. 4, 5. — *Acanthocardia tenerensis* (FRENEIX ms.). Fig. 5 Holotype V. g. $\times 1,5$. Alanlara : gisement 32 km à l'WSW de l'Arbre du Ténéré. Lumachelle noire à *Neolobites vibrayeanus* d'ORBIGNY (Cénomanien supérieur) (n° 1533).
- FIG. 6, 7. — *Calva* (*Chimela*) *bilmensis* (FRENEIX ms.). Fig. 6 Holotype V. g. moulage $\times 2$. Fig. 7 V. d. $\times 1$. Même gisement que 1. (Cénomanien supérieur) (n° 2834).
- FIG. 8. — *Paraesa faba* (SOWERBY). V. g. $\times 1$.
Gisement 8 km au Nord de N'Guini. Lumachelle jaune à *Nigericeras* (Turonien inférieur) (n° 2328).
- FIG. 9. — *Parmicorbula jouliai* (FRENEIX ms.). Côté V. d. $\times 1$.
Même gisement que 4 et 5. (Cénomanien supérieur) (n° 1533).
- FIG. 10. — *Corbula* sp. aff. *striatula* (SOWERBY) côté v. g. $\times 5$.
Gisement 4 km à l'Ouest d'Arentigué. Niveau limonitique à *Pyrasus* et fragment de *Neolobites* sp. (Cénomanien supérieur) (n° 2830).
- FIG. 11. — *Exogyra olisiponensis* (SHARPE) V. g. $\times 1$.
Alanlara : gisement 33 km à l'W.SW de l'Arbre du Ténéré. Sur le calcaire beige à oursins (limite du Cénomanien supérieur et du Turonien inférieur) (n° 1464).
- FIG. 12. — *Exogyra columba* (LAMARCK) var. *minor* LARTET V. g. $\times 1$.
Sud d'Alanlara, gisement 30 km au SW de l'Arbre du Ténéré. Calcaire beige à oursins. (Limite supérieure du Cénomanien) (n° 1457).
- FIG. 13. — *Liostrea ouremensis* (CHOFFAT) V. d. $\times 1$.
Même gisement que 8. (Turonien inférieur) (n° 2327).
- FIG. 14. — *Ostrea delectrei* (COQUAND) V. d. $\times 1$.
Cuvette de Kafra. (Sommet du Turonien inférieur ?) (n° 1752).
- FIG. 15. — *Astarte* cf. *awensis* (WOODS) V. g. $\times 3$.
Gisement 10 km au SW d'Arentigué. Lumachelle ferrugineuse. (Cénomanien supérieur ou Turonien inférieur) (n° 2218).
- FIG. 16. — *Pholadomya vignesi* (LARTET) V. d. $\times 1$.
Même gisement que 15. (Cénomanien supérieur) (n° 2218).

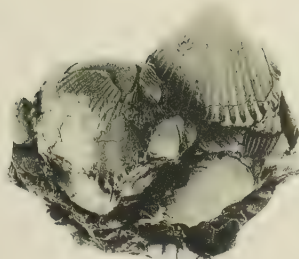
Les numéros entre parenthèses sont ceux de la collection H. FAURE. Les échantillons sont conservés au Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris.



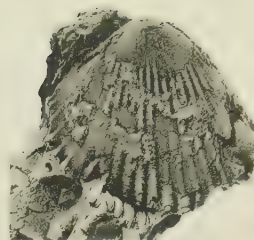
1



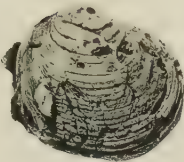
2



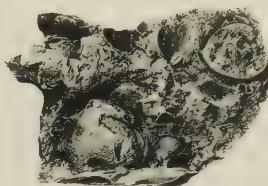
4



5



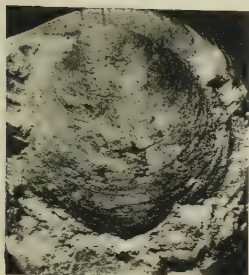
3



9



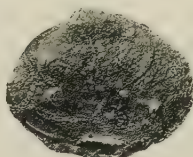
10



6



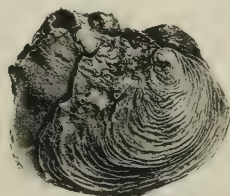
7



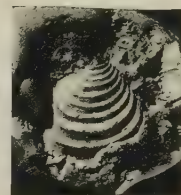
8



14



13



15



11



12

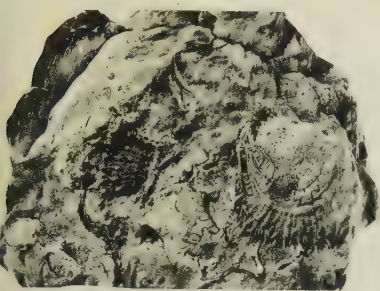


16

PLANCHE XI

- FIG. 1. — *Plicatulaourneli* (COQUAND). $\times 1$.
Gisement 26 km à l'Est de Cheffadène, calcaire à *Nigericeras* (Turonien inférieur) (n° 2839).
- FIG. 2, 3. — *Astarte similis* (MUNSTER). Fig. 2 V. d. $\times 3$.
Fig. 3 V. d. moulage $\times 5$.
Gisement 21 km au SE de Cheffadène, calcaire jaune paille, lumachelle à *Nigericeras*. (Turonien inférieur) (n° 2848).
- FIG. 4, 5. — *Protocardia* (*Brevicardium*?) *pruvosti* (FRENEIX ms.).
Fig. 4 Holotype V. g. moulage $\times 5$; fig. 5 V. d. moulage $\times 2$.
Même gisement que 2 et 3 (Turonien inférieur) (n° 2848).
- FIG. 6, 7. — *Veniella byzacenica* (PERVINQUIÈRE) V. g. Fig. 5 $\times 1,5$.
Même gisement que 1. Fig. 6 $\times 2$.
Même gisement que 2 et 3. (Turonien inférieur) (n° 2839) et 2848).
- FIG. 8. — *Parmicorbula* sp. aff. *Parentiguenensis* (FRENEIX ms.). V. d. moulage $\times 5$.
Gisement 10 km au SW d'Arentigué. Lumachelle ferrugineuse. (Cénomanién supérieur ou Turonien inférieur) (n° 2218).
- FIG. 9, 10. — *Parmicorbula kaouarensis* (FRENEIX ms.). Fig. 9 Holotype V. g. $\times 5$; fig. 10 V. d. moulage $\times 5$.
Même gisement que 2 et 3. (Turonien inférieur) (n° 2848).
- FIG. 11. — *Brachydontes charmesi* (THOMAS et PÉRON) V. g. moulage $\times 5$.
Falaise 4,5 km au Nord d'Agadem. Lumachelle ferrugineuse. (Sénonien) (n° 1099).
- FIG. 12. — *Fragum subperobliquum* (RIEDEL) V. d. $\times 1$.
Falaise 4 km au NE d'Agadem. Lumachelle ferrugineuse. (Sénonien) (n° 1006).
- FIG. 13. — *Eriphyla lenticularis* (GOLDFUSS) $\times 1$ associé à *Fragum subperobliquum* (RIED.) et *Crassatella agademensis* (FRENEIX ms.).
Même gisement que 11. (Sénonien) (n° 1006).
- FIG. 14. — *Fragum perobliquum* (KOENEN) Moulage $\times 2$.
Falaise à l'E.NE de Kafra. Lumachelle gréseuse et ferrugineuse. (Sénonien) (n° 1762).
- FIG. 15. — cf. *Trigonocallista spathi* (RENNIE) $\times 1,5$.
Même gisement que 11 et 12. (Sénonien) (n° 1006).
- FIG. 16. — *Parmicorbula incurvata* (KOENEN) V. d. Moulage $\times 5$.
Falaise sud de la vallée centrale d'Agadem. Lumachelle ferrugineuse. (Sénonien) (n° 1050).

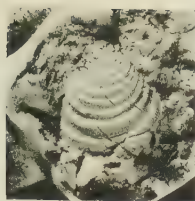
Les numéros entre parenthèses sont ceux de la collection H. FAURE. Les échantillons sont conservés au Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris.



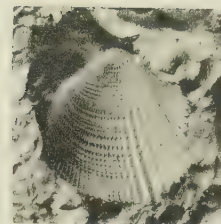
1



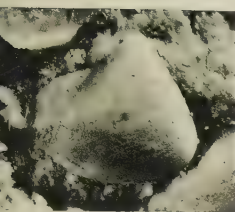
2



3



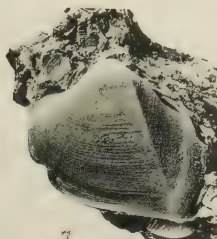
4



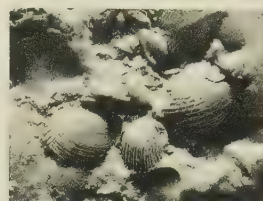
6



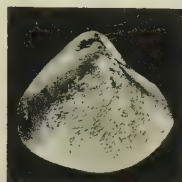
7



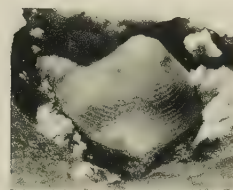
8



9



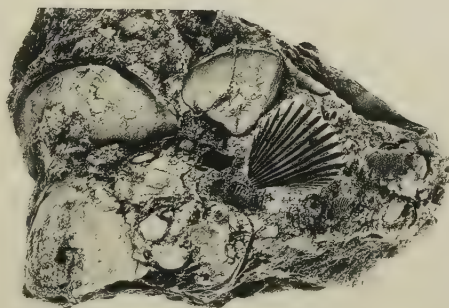
10



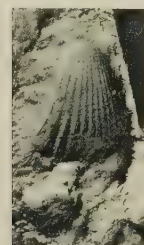
11



12



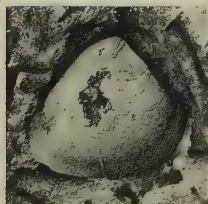
13



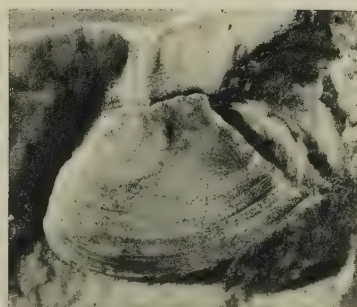
14



15



16



17

PLANCHE XII

- FIG. 1, 2. — *Pseudocucullaea lens* (SOLGER). Fig. 1 V.d., Moulage $\times 1$; fig. 2, Moulage de la charnière $\times 1$.
Falaise à l'E.NE de Kafra. Lumachelle ferrugineuse. (Sénonien) (n° 1762).
- FIG. 3, 4. — *Crassatella agademensis* (FRENEIX ms.). V. g.
Fig. 3 Holotype moule interne $\times 1$; fig. 4 moulage $\times 2$. Falaise 4 km à l'E.NE d'Agadem.
Lumachelle ferrugineuse. (Sénonien) (n° 1006).
- FIG. 5, 6. — *Acanthocardia tinamouensis* (FRENEIX ms.). Fig. 5 $\times 1$; fig. 6 Holotype V.d. détail de l'ornementation $\times 4$.
Déblais du puits de l'Aschia Tinamou. Argiles noires schisteuses. (Sénonien) (n° 1866).
- FIG. 7. — *Parmicorbula* cf. *kimesuensis* (FRENEIX) V. g. $\times 1$.
Même gisement que 5 et 6. (Sénonien) (n° 1866).
- FIG. 8. — *Liopistha* (*Liopistha*) *hourcqui* (DARTEVELLE et FRENEIX) V. g. $\times 1$.
Même gisement que 5,6 et 7. (Sénonien) (n° 1866).

Les numéros entre parenthèses sont ceux de la collection H. FAURE. Les échantillons sont conservés au Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris.

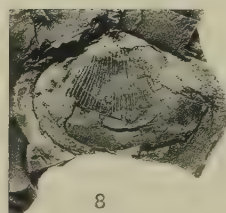
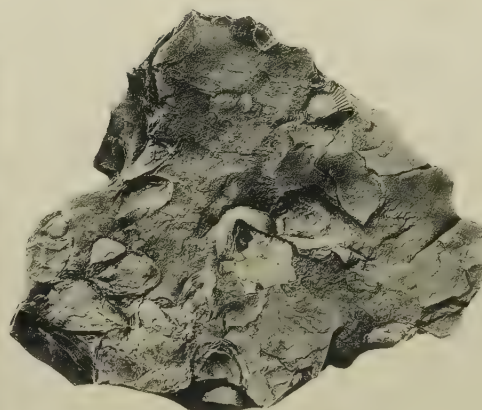
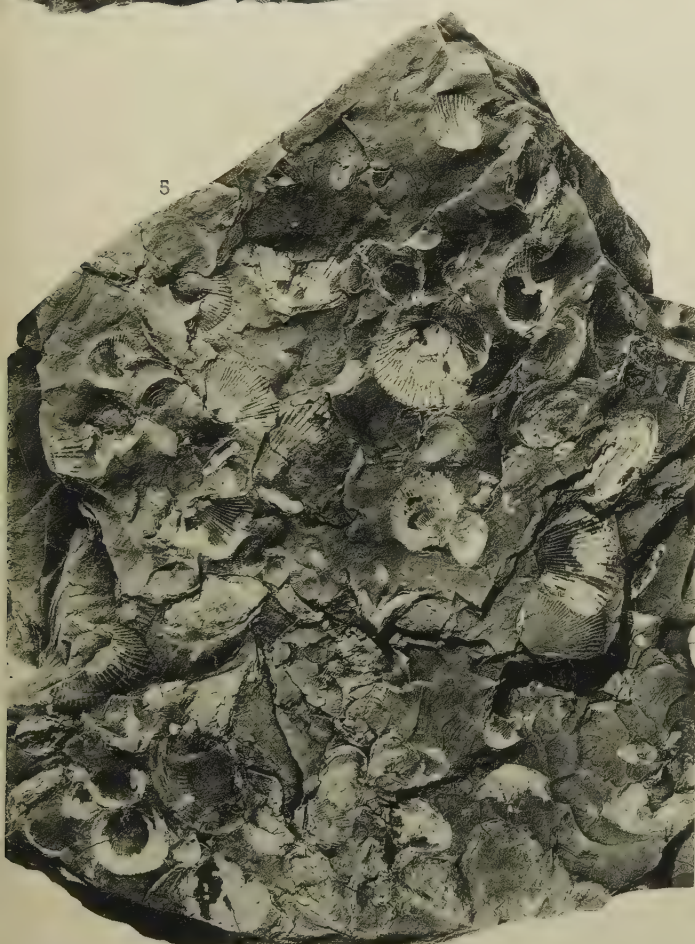
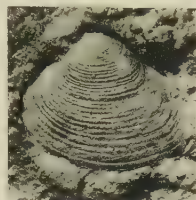
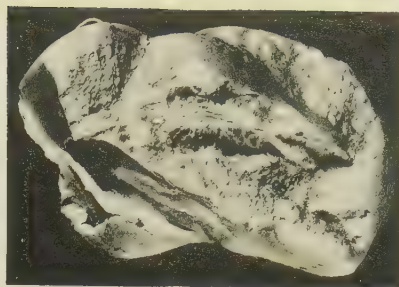
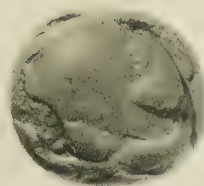
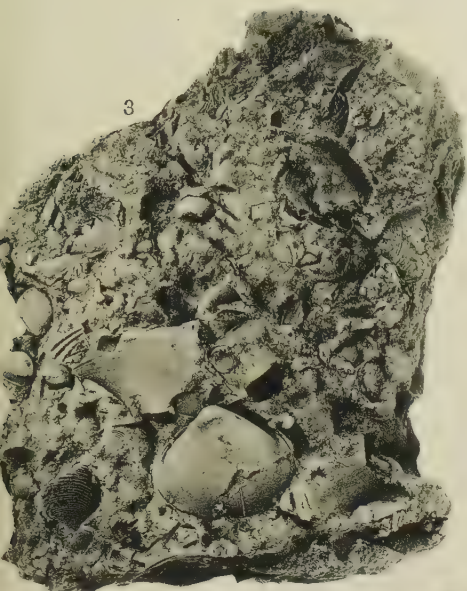


TABLE DES FIGURES

FIG.	1. — Situation de la région étudiée dans le continent africain	13
	2. — Schéma des régions naturelles du Niger oriental	16
	3. — Corrélations entre les formations de différentes régions du Niger oriental	26
	4. — Tableau de corrélations des formations régionales crétacées et tertiaires du Niger oriental	27
	5. — Echelle stratigraphique théorique et dépôts types depuis le Crétacé au Niger.	31
	6. — Essai de courbe climatique exprimant la chronologie quaternaire du Ténéré et des régions du Nord du Tchad et position hypothétique des industries humaines	38
	7. — Extension maximum du Paléo-Tchad	35
	8. — Diagramme figurant les relations entre les dépôts et les phénomènes du Quaternaire du Niger	44
	9. — Principaux phénomènes correspondant aux phases du cycle climatique au Quaternaire (essai de climatogramme théorique)	45
	10. — Séquence théorique dans un bassin, comparée aux événements affectant les zones soulevées, au cours d'un cycle climatique	46
	11. — Tableau stratigraphique du Crétacé-Tertiaire de la Nigeria du Nord-Ouest d'après une note sur les roches sédimentaires du Nord Sokoto par J. D. CARTER (1960)	48
	12. — Tableau stratigraphique du Crétacé-Tertiaire du Niger sud-occidental d'après la notice de la feuille Dosso de J. GREIGERT (1960)	49
	13. — Succession stratigraphique de la Nigeria du Nord-Est, d'après TAIT, CARTER, BARBER, JONES (1960) (modifiée), comparée à la succession stratigraphique du Niger est	50
	14. — Mode de représentation du cycle sédimentaire (chronodiagramme)	57
	15. — Répartition et nature des principales phases de la sédimentation en fonction de la tectonique et du climat	66
	16. — Essai de classification des phénomènes géologiques dans différents domaines en fonction des grandes lignes de la tectonique et du climat	67
	17. — Répartition des domaines paléogéographiques : A) dans l'espace, B, C) dans le temps	68
	18. — L'onde épéirogénique et les domaines paléogéographiques	91

Fig. 18 bis. — Esquisse des régions au Sud-Est de l'Aïr et entre le Damergou et le massif de Termit	108-109
19. — Esquisse morphologique du Sud-Est de l'Aïr	108-109
20. — Légende des figurés des coupes lithologiques	112
21. — Mont Ebadargen est, face nord. Succession lithologique	113
22. — Coupe 13 km au Sud-Est de Zélik	117
23. — Coupe au Sud d'Ouffaguedouf, Nord de la falaise de Kabkabé	118
24. — Coupe au Sud de l'Azaouageur	121
25. — Coupe à l'E.S.E de l'Azaouageur	122
26. — Trois coupes au Sud-Ouest de l'Azaouageur. Crétacé anté-Cénomanién supérieur	123
27. — Essai de coupe au Sud-Est de l'Azaouageur	124
28. — Coupe au Sud d'In-Assamed. Falaise à l'Est de Takourousset	127
29. — Croquis de position des principales coupes dans la région de Kanak-Farak .	128
30. — Falaise de Farak à l'E.N.E du puits	132
31. — Région de Kanak. Raccord des coupes stratigraphiques	134
32. — Raccord hypothétique des coupes d'Hamamelloumni et de Kanak	140
33. — Essai de correspondance entre la stratigraphie établie à l'affleurement et celle du sondage de Tanout	142
34. — Schéma de la disposition des formations du groupe du Tégama au Sud-Est de l'Aïr	146
35. — Coupe NW-SE par Zélik et Kabkabé. Coupe NW-SE par Mazelet	153
36. — Série stratigraphique du Damergou d'après F. JOULIA (1951) (modifié)	158
37. — Nord de N'Guini. Formation de Farak et Turonien inférieur à <i>Nigericeras</i> ..	161
38. — Stratigraphie du mont Kartchaka, des puisards et du puits de Tchamata. Formation de Farak et Crétacé moyen	163
39. — Succession stratigraphique à l'Est de Talrass. Gisement de <i>Ceratodus</i>	165
40. — Coupe hypothétique par l'Aschia Tinamou	169
41. — Esquisse topographique de l'Est de l'Aïr (Région du Téfidet)	172-173
42. — Coupes de l'oued Araguelal	176
43. — Schéma de la falaise de Tchindaoki à l'Ouest de Takolokouzet	177
44. — Coupe à Agallela au Sud-Ouest de Takolokouzet	178
45. — Coupe au Sud de Takolokouzet	178
46. — Croquis de la falaise au Nord de l'oued Enerzou (Est du Téfidet)	178
47. — Coupe au Sud-Ouest d'In-Tamascara	179
48. — Coupe schématique au Sud-Ouest de Tchín-Essam	180
49. — Coupe à l'Est de Tchín-Essam	180
50. — Situation des gisements de Vertébrés de l'oued Baouet	181
51. — Détail du gisement de Dinosaurien Théropode de l'oued Baouet	182
52. — Schéma du plateau synclinal de Bichnao	183
53. — Coupe au Nord de Bichnao	183
54. — Coupe schématique SW-NE par Bichnao	183
55. — Coupes schématiques sériées à travers le Téfidet	191
56. — Position des coupes dans la région d'Alanlara	192
57. — Coupes schématiques à l'Est du mont des Addax	197

Fig. 58. — Coupe schématique du puits de l'Arbre du Ténéré	199
59. — Mission géophysique C. G. G. 1954. Plan de position des sondages dans la région de l'Arbre du Ténéré	200
60. — Esquisse géologique du bassin de Bilma	208
61. — Coupe à 40 km au Nord d'Ezerza	210
62. — Coupe à 15 km au Sud d'Achegour	213
63. — Coupe entre Ezerza et Achegour	213
64. — Esquisse de la région de Fazeï	214
65. — Esquisse du massif de Fachi	215
66. — Coupe reconstituée de Nagaba-Kao Boula (Fachi)	218
67. — Coupe du contact des grès de Dibella sur le granite	220
68. — Schéma des stratifications rythmiques horizontales-obliques dans les grès de Dibella à Yerirom	221
69. — Croquis de la zone interne du bassin de Bilma	230
70. — Coupe NE-SW, 12 km au Nord d'Achegour. Relation des formations d'Achegour et d'Ezerza	232
71. — Type de succession lithologique au sommet de la formation d'Ezerza (23 km à l'E.NE d'Achegour)	232
72. — Coupe au Nord-Est des puisards de Kafra	235
73. — Coupe schématique de la falaise de Bilma au Nord-Est du Poste	238
74. — Coupe schématique cotée de Kafra à Bilma	240
75. — Succession lithologique de la butte « A » (20 km à l'Est des rochers situés à 40 km au Nord d'Ezerza). Formation de Kafra ou de Bilma	241
76. — Croquis de position des coupes et des échantillons étudiés dans le secteur de Cheffadène-Arentigué	243
77. — Coupe de la falaise à 5 km au Sud de Cheffadène (Coupe A)	244
78. — Coupe B au Sud-Est de Cheffadène jusqu'au km 22,5 (Coupe B)	245
79. — Coupe à l'E.S.E de Cheffadène jusqu'au km 30 (Coupe C)	248
80. — Coupe à 20 km au Nord de Cheffadène (Coupe F)	252
81. — Coupe de la butte à 14 km S.S.W d'Arentigué (Coupe K)	253
82. — Coupes synthétiques à l'Ouest et au Nord d'Arentigué (Coupes O et Q)	256
83. — Mont Oleki. Succession lithologique (Coupe X)	259
84. — Emi Bao au Nord-Est de Séguédine. Succession lithologique (Coupe W)	251
85. — Succession lithologique de l'extrémité nord-est du bassin de Bilma (Férouane et mont Arkeïsi)	265
86. — Mont Totomaye. Succession lithologique	267
87. — Schéma de la disposition des grès de l'Emi Bao et du Totomaye	268
88. — Schéma théorique explicatif du décalage des compartiments sur la bordure occidentale du bassin de Bilma	276
89. — Trace de la faille de la gara Arkéna	277
90. — Faille de la gara Arkéna à la butte « B »	277
91. — Coupe schématique à travers la faille de la gara Arkéna	278
92. — Coupe entre Cheffadène et un point situé à 60 km au Nord d'Ezerza, passant par les buttes « A », « B » et « C »	280
93. — Schéma représentatif des variations de faciès vers le Nord du bassin de Bilma.	281

FIG. 94. — Schéma interprétatif des variations de faciès	281
95. — Schéma de l'évolution structurale et morphologique du bassin de Bilma. Déplacement des aires d'érosion, d'altération et de sédimentation	284
96. — Esquisse de la région située au Sud de Bilma (Dibella, Agadem, Homodji) ..	286
97. — Croquis du massif d'Agadem et situation des coupes de la figure 98	289
98. — Successions lithologiques à Agadem. Essai de corrélation entre les unités lithologiques, du N.NW au S.SE du massif	294-295
99. — Coupe dans la vallée centrale de Tchouni-Tchadi	297
100. — Schéma théorique expliquant la disposition des formations sédimentaires et résiduelles dans le massif d'Agadem	300
101. — Schéma de la zone faillée au Sud-Ouest du massif d'Agadem	304
102. — Coupe théorique de Bilma au lac Tchad	306
103. — Schéma de l'histoire géologique d'Agadem	308
104. — Croquis de position des coupes dans le Sud du massif de Termit	310
105. — Successions lithologiques à Termit sud. Essai de corrélations entre les unités lithologiques des coupes B, C, D, E, F, G	318-319
106. — Massif de Termit et Gossolorom. Situation des principales coupes	323
107. — Coupe A'. 5 km au Sud-Est de Dougoulé, sur la piste de Termit sud	325
108. — Successions lithologiques dans la partie centrale de Termit (Coupes L. M et N).	330-331
109. — Piton de Sountellane sud (Coupe S)	334
110. — Coupe à 4 km à l'Ouest de Sountellane sud	335
111. — Schéma de la discordance et de la faille de Termit sud	342
112. — Croquis du bord ouest du synclinal, à 13 km au Nord de Dougoulé	342
112 bis. — Esquisse de la région de Zinder et du Koutous	344-345
113. — Coupe au Sud de Boulakoura (Gabochi Kandillo). Sommet du Koutous	350
114. — Coupe schématique du mont Ouamé	352
115. — Schéma de la disposition des témoins gréseux ennoyant la colline de Ouamé.	352
116. — Dissymétrie du bassin sédimentaire entre l'Aïr et le Damagaram (Croquis hypothétique)	353
117. — Sens des mouvements épéirogéniques et morphologie au Crétacé et au Quaternaire dans le Koutous et le Damagaram-Mounio	354
118. — Trois hypothèses sur l'âge des grès du Koutous	358
119. — Représentation de l'étude des échantillons	366
120. — Evolution des phases de la série lithologique avec la stratigraphie	367
121. — Comparaison de l'évolution d'une série en deux points	371
122. — A. — Tableau des échantillons ayant fait l'objet d'une étude granulométrique.	375
123. — B. — Répartition des échantillons étudiés (granulométrie)	379
124. — C. — Résultats de calculs de paramètres	381
125 à 158. — Courbes granulométriques (34 fig.)	383-416
159. — Champs de formation suggérés de quelques évaporites d'après BAAS BECKING, KAPLAN et MOORE (1960)	422
160. — Répartition des témoins éocènes	425
161. — Répartition géographique de 57 échantillons d'argiles étudiés (Crétacé, Tertiaire-Quaternaire)	432

FIG. 162. — Diagramme triangulaire de représentation de la constitution chimique moyenne de quelques minéraux (eau éliminée)	441
163. — Répartition schématisée des minéraux argileux néoformés dans les sols en fonction de la zone climatique	447
164. — Répartition des minéraux argileux dans les affleurements des formations paléozoïques du Djado oriental (pourcentages cumulatifs)	451
165. — Répartition de la phase montmorillonitique et micacée dans la fraction argileuse du Crétacé inférieur continental en fonction de la latitude	454
166. — Schéma de la répartition des faciès dans le Crétacé du Nord Kaouar	456
167. — Etude du Sénonien et du Tertiaire. Raccord des coupes dans le massif d'Agadem (minéraux argileux)	459
168. — Variation des fractions argileuses avec la stratigraphie au Niger oriental (Province centrale)	461
169. — Schéma de la répartition des minéraux argileux dans les différentes provinces paléogéographiques au Crétacé supérieur	462
170. — Diagramme des champs de stabilité du système ferrique-ferreux aqueux d'après J. D. HEM et W. H. CROPPER (1959)	471
171. — Comparaison de l'évolution de la teneur moyenne en fer des sédiments dans deux séries théoriques complètes	484
172. — Situation de gisements d'oolithe ferrugineuse crétacés ou tertiaires	485
173. — Situation des oolithes ferrugineuses dans les séquences de différentes régions africaines	487
174. — Types de successions lithologiques au Niger et au Mali	489
175. — Croquis de situation de quelques gisements d'oolithe ferrugineuse du Niger et de régions voisines	492
176. — Représentation graphique des roches calcaires (diagramme de MARTINET et SOUGY, 1957)	511
177. — Coupe schématique de la butte de Dambouda	533
178. — Falaise de Dambouda. Croquis de position des échantillons analysés	534
FIG. 179. — Courbe de fréquence et répartition statistique des teneurs en cuivre dans les eaux souterraines du Niger oriental (68 analyses)	542

TABLE DES PLANCHES

PL.	I. —	FIG. 1 : Ouest d'Arakao. Erg de dunes vives. — FIG. 2 : Ténéré, à 360 km d'Agadès et 200 km de Bilma. — FIG. 3 : Oasis de Fachi. Falaise entre Dar Salam et Nagaba Kao Boula. — FIG. 4 : Sud-Est du piton volcanique de l'Azaouageur	591
PL.	II. —	FIG. 1 : Mousselé. Flanc est du petit synclinal. — FIG. 2 : Sud-Est de Zélik. Formation d'Elrhas. — FIG. 3 : 32 km SE d'Elrhas. Fémur d'un gros Dinosaurien Sauropode. — FIG. 4 : 8 km E.NE d'Elrhas. Colonne vertébrale de Dinosaurien Sauropode	593
PL.	III. —	FIG. 1 : Vallée centrale du massif d'Agadem, rive sud. — FIG. 2 : Vallée dans le Nord du massif d'Agadem. — FIG. 3 : Sud-Ouest du massif d'Agadem. — FIG. 4 : Sud du massif d'Agadem	595
PL.	IV. —	FIG. 1 : Termit sud. Butte à l'W.NW du campement. — FIG. 2 : Homodji. — FIG. 3 : Ganatcha. — FIG. 4 : Vallée dans le Koutous	597

MICROPHOTOS

PL.	V. —	FIG. 1 : Grès hétérogène à grain moyen et fin anguleux. — FIG. 2 : Grès quartzite à grain moyen. — FIG. 3 : Grès très fin à ciment calcaire. — FIG. 4 : Grès grossier feldspathique. — FIG. 5 : Grès très fin homogène à muscovite. — FIG. 6 : Silt à stratification contournée	599
PL.	VI. —	FIG. 1 : Grès très fin à silt à ciment d'oxyde de fer. — FIG. 2 : Calcaire à micro-faune (<i>Gumbelinae</i>). — FIG. 3 : Silt gréseux et argileux hétérogène. — FIG. 4 : Grès hétérogène à ciment silteux et argileux. — FIG. 5 : Oolithe ferrugineuse, structure concentrique. — FIG. 6 : Grès très fin homogène à ciment ferrugineux.	601

FOSSILES

PL.	VII. —	FIG. 1 a-b : <i>Neolobites</i> sp. — FIG. 2 a-b, 3 a-b, 4 : <i>Neolobites vibrayeanus</i> (d'ORB.). FIG. 5 a-b : <i>Cidaris taouzensis</i> (LAMBERT). — FIG. 6 : <i>Hemiasper cf. batnensis</i> (COQUAND)	603
-----	--------	---	-----

- PL. VIII. — FIG. 1, 2 a-b : *Vascoceras* sp. (sp. nov. ?). — FIG. 3 : *Nigericeras* aff. *gadeni* (CHUDEAU). — FIG. 4 a-b : *Nigericeras* sp. ex. gr. *gadeni* (CHUDEAU). — FIG. 5 a-b : ?? *Nigericeras* cf. *jacqueti* (SCHNEEGANS) 605
- PL. IX. — FIG. 1 a-b, 2 a-b, 3 a-b : *Nigericeras* cf. *lamberti* (SCHNEEGANS). — FIG. 4, 5 a-b : *Pseudotissotia* (*Bauchioceras*) *nigeriensis* (WOODS). — FIG. 6 a-b : *Tissotia* sp., chambre d'habitation. — FIG. 7 a-b : *Tissotia* cf. *latelobata* (SOLGER) 607
- PL. X. — FIG. 1 : *Phelopteria kitsoni* (COX). — FIG. 2, 3 : *Mutiella cheffadenensis* (FRENEIX ms.). — FIG. 4, 5 : *Acanthocardia tenerensis* (FRENEIX ms.). — FIG. 6, 7 : *Calva* (*Chimela*) *bilmensis* (FRENEIX ms.). — FIG. 8 : *Paraesa faba* (SOWERBY). — FIG. 9 : *Parmicorbula jouliai* (FRENEIX ms.). — FIG. 10 : *Corbula* sp. aff. *striatula* (SOWERBY). — FIG. 11 : *Exogyra olisiponensis* (SHARPE). — FIG. 12 : *Exogyra columba* (LAMARCK) var. *minor* LARTET. — FIG. 13 : *Liostrea ouremensis* (CHOFFAT). — FIG. 14 : *Ostrea delettei* (COQUAND). — FIG. 15 : *Astarte* cf. *awensis* (WOODS), moulage. — FIG. 16 : *Pholadomya vignesi* (LARTET) 609
- PL. XI. — FIG. 1 : *Plicatula fourneli* (COQUAND). — FIG. 2, 3 : *Astarte similis* (MUNSTER). — FIG. 4, 5 : *Protocardia* (*Brevicardium* ?) *pruvosti* (FRENEIX ms.). — FIG. 6, 7 : *Veniella byzacenica* (PERVINQUIÈRE). — FIG. 8 : *Parmicorbula* sp. aff. *Parentiguenensis* (FRENEIX ms.). — FIG. 9, 10 : *Parmicorbula kaouarenensis* (FRENEIX ms.). — FIG. 11 : *Brachydontes charmesi* (THOMAS et PÉRON). — FIG. 12 : *Fragum subperobliquum* (RIEDEL). — FIG. 13 : *Eriphyla lenticularis* (GOLDFUSS) associé à *Fragum subperobliquum* (RIEDEL) et *Crassatella agademensis* (FRENEIX ms.). — FIG. 14 : *Fragum perobliquum* (KOENEN), moulage. — FIG. 15 : cf. *Trigonocallista spathi* (RENNIE). — FIG. 16 : *Parmicorbula incurvata* (KOENEN), moulage 611
- PL. XII. — FIG. 1, 2 : *Pseudocucullaea lens* (SOLGER), moulages. — FIG. 3, 4 : *Crassatella agademensis* (FRENEIX ms.). — FIG. 5, 6 : *Acanthocardia tinamouensis* (FRENEIX ms.). — FIG. 7 : *Parmicorbula* cf. *kimesuensis* (FRENEIX). — FIG. 8 : *Liopistha* (*Liopistha*) *hourcqui* (DARTVELLE et FRENEIX) 613

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS	7
RÉSUMÉ	9
INTRODUCTION	15

Première partie

RÉSUMÉ STRATIGRAPHIQUE

Chapitre I. — Stratigraphie du Niger oriental	25
A. — <i>Corrélations entre les formations régionales crétacées et tertiaires</i>	25
1. <i>Raccords entre les coupes régionales</i>	25
2. <i>Tableau de corrélation des formations régionales</i>	28
B. — <i>Résumé stratigraphique</i>	28
1. <i>L'Anté-Crétacé</i>	28
2. <i>Le Crétacé et le Tertiaire</i>	29
3. <i>Le Quaternaire (à la fin du Tertiaire)</i>	34
Chapitre II. — Comparaison sommaire avec les régions voisines	47
A. — <i>Niger occidental, Sokoto et Mali</i>	47
B. — <i>Nigeria orientale</i>	48
C. — <i>Tinrhert</i>	50
Conclusion. — Répartition des faciès dans le temps et dans l'espace	51

Deuxième partie

INTERPRÉTATIONS

Chapitre I. — Généralités sur le cycle sédimentaire et son cadre géographique	55
A. — <i>Le cycle sédimentaire</i>	55
1. <i>Les étapes du cycle sédimentaire</i>	55
2. <i>Conclusion : Rôle du cycle sédimentaire</i>	58

B. — <i>Interprétation des successions lithologiques</i>	59
1. <i>Le cycle climatique idéal et sa séquence sédimentaire</i>	59
2. <i>Le cycle tectonique idéal et sa séquence sédimentaire</i>	61
3. <i>Opposition et coïncidence des deux cycles idéaux</i>	62
C. — <i>Les domaines et la répartition des milieux paléogéographiques</i>	63
1. <i>Domaine continental d'érosion</i>	63
2. <i>Domaine continental d'altération</i>	64
3. <i>Domaine de la sédimentation</i>	64
4. <i>Relations entre les domaines</i>	66
<i>Conclusion</i>	67
Chapitre II. — <i>Essai sur la paléogéographie du Niger</i>	69
A. — <i>Historique des hypothèses paléogéographiques</i>	69
<i>Conclusion</i>	73
<i>Critique</i>	73
B. — <i>Paléogéographie du Niger depuis le Crétacé</i>	74
1. <i>Paysages du Crétacé inférieur</i>	74
2. <i>Paysages du Cénomanién et du Turonien</i>	78
3. <i>Paysages du Sénonien</i>	83
4. <i>Paysages de l'Eocène inférieur</i>	85
5. <i>Paysages de l'Eocène supérieur, de l'Oligocène (et du diocène ?)</i>	86
6. <i>Paysages de la fin du Tertiaire et du Quaternaire</i>	89
<i>Conclusion : L'ordre épéirogénique</i>	90

Conclusion générale

RÉCAPITULATION DES FAITS ET DES PROBLÈMES NOUVEAUX MIS EN ÉVIDENCE AU COURS DE L'ÉTUDE GÉOLOGIQUE DU NIGER ORIENTAL

Chapitre I. — <i>Les faits d'observation</i>	97
A. — <i>Stratigraphie</i>	98
1. <i>Crétacé inférieur</i>	98
2. <i>Crétacé supérieur</i>	98
3. <i>Tertiaire</i>	98
4. <i>Quaternaire</i>	99
B. — <i>Tectonique</i>	99
1. <i>Mouvements épéirogéniques</i>	99
2. <i>Failles et fossés</i>	99
C. — <i>Morphologie - Erosion - Altération</i>	100
D. — <i>Etudes de laboratoire</i>	100
Chapitre II. — <i>Problèmes posés par les grands ensembles sédimentaires du bouclier africain.</i>	101
1. <i>Les grands bassins intracratoniques</i>	101
2. <i>La différenciation sédimentaire et la répartition des sédiments</i>	101
3. <i>Problème de la « mise en réserve » de certains éléments</i>	102
4. <i>Problème du milieu de la sédimentation continentale</i>	102
5. <i>Problème de la transgression géographique des formations détritiques supérieures</i>	102
6. <i>Migration des bassins et des bombements : l'onde épéirogénique</i>	103

ANNEXES

Première partie

ÉTUDE RÉGIONALE ET DESCRIPTIVE

Chapitre I. — La région au Sud et au Sud-Est de l'Aïr	109
A. — <i>Géographie</i>	109
B. — <i>Géologie - Généralité : le groupe du Tégama</i>	110
1. <i>La formation de Tazolé</i>	110
2. <i>La formation d'Elrhas</i>	114
3. <i>La formation d'Echkar</i>	125
4. <i>La formation de Farak</i>	131
C. — <i>Synthèse stratigraphique des Observations sur le groupe du Tégama</i>	144
D. — <i>Pétrographie</i>	147
1. <i>Formation de Tazolé</i>	147
2. <i>Formation d'Elrhas</i>	148
3. <i>Formation d'Echkar</i>	149
4. <i>Formation de Farak</i>	149
E. — <i>Paléontologie</i>	149
1. <i>La flore</i>	149
2. <i>Les Vertébrés</i>	150
F. — <i>Age du groupe du Tégama</i>	151
G. — <i>Tectonique</i>	152
1. <i>La structure</i>	152
2. <i>Les failles</i>	153
H. — <i>Résumé : la région du Sud et au Sud-Est de l'Aïr</i>	155
Chapitre II. — La région comprise entre le Damergou et le massif de Termit	157
A. — <i>Rappel de la série stratigraphique du Damergou</i>	157
B. — <i>La région de N'Guini</i>	160
C. — <i>Région de Kartchaka</i>	161
D. — <i>Région de Talrass</i>	162
E. — <i>Le puits de Kandel Bouzou</i>	166
F. — <i>Puits de l'Aschia Tinamou</i>	166
1. <i>Faune de l'Aschia Tinamou</i>	167
2. <i>Age de la formation de l'Aschia Tinamou</i>	167
3. <i>Extension de la formation de l'Aschia Tinamou</i>	168
G. — <i>Conclusion. Structure d'ensemble du Crétacé supérieur entre le Damergou et le massif de Termit</i>	170
H. — <i>Pétrographie</i>	170
Chapitre III. — La région située à l'Est de l'Aïr	173
— 1°) <i>Région du Téfidet</i>	174
A. — <i>Le groupe du Téfidet</i>	174
1. <i>La formation d'Angornakouer</i>	175
2. <i>La formation de Tagrézou</i>	180

3. La formation de Tanguérat	185
4. Caractères généraux du groupe du Téfidet et comparaison avec le groupe du Tégama	188
B. — <i>Pétrographie du groupe du Téfidet</i>	188
C. — <i>Faune et flore</i>	189
D. — <i>Age du groupe du Téfidet</i>	189
E. — <i>Tectonique</i>	190
— 2°) <i>La région d'Alanlara et le Cénomanién-Turonien fossilifère marin</i>	192
A. — <i>Successions stratigraphiques dans la région d'Alanlara</i>	193
B. — <i>Synthèse stratigraphique et faune de la région d'Alanlara</i>	195
C. — <i>Régions situées au Sud-Est et à l'Est d'Alanlara</i>	197
1. Région située à l'Est du mont des Addax	197
2. Région de l'Arbre du Ténéré	198
3. Le puits de l'Arbre du Ténéré	198
D. — <i>Pétrographie</i>	201
1. Formation d'Alanlara	201
2. Cénomanién supérieur et Turonien inférieur	203
E. — <i>Caractères généraux de la sédimentation dans la région d'Alanlara</i>	203
F. — <i>Tectonique</i>	204
1. Age du fossé du Téfidet	204
2. Le bombement de l'Air	204
3. Phases tectoniques successives à l'Est et au Sud de l'Air	205
G. — <i>Extension de l'aire de sédimentation au Crétacé</i>	206
H. — <i>Résumé des faits mis en évidence lors de l'étude des régions situées à l'Est de l'Air</i>	206
Chapitre IV. — <i>Le bassin de Bilma et la région située au Nord du Tchad</i>	209
<i>Géographie</i>	209
— 1°) <i>Région périphérique du bassin de Bilma</i>	210
A. — <i>Description géologique régionale</i>	210
1. Région d'Ezerza	210
2. Région de Tiffa	212
3. Région d'Achegour	212
4. Région de Fazéï	213
5. Région de Fachi	213
6. Région de Dibella	220
B. — <i>Résumé sur la région de Dibella et définition de la formation de Dibella</i>	225
C. — <i>Identification des formations d'Achegour, Fachi et Dibella</i>	227
D. — <i>Pétrographie</i>	227
— 2°) <i>Région interne et septentrionale du bassin de Bilma</i>	229
A. — <i>Partie sud du bassin de Bilma</i>	229
1. La région située à l'Est d'Ezerza et d'Achegour	229
2. La région de Zoo Baba	233
3. La région de Kafra	234
4. La région de Tiguédélane et de Ndjesomi	237
5. La région de Bilma	238
6. Résumé : Stratigraphie du bassin de Bilma vers le 19° parallèle	239
B. — <i>Partie moyenne du bassin de Bilma</i>	240
1. Coupe d'Ezerza à la gara Arkéna et vers Cheffadène	240

2. La région de Cheffadène	242
3. Résumé	250
C. — Partie Nord du bassin de Bilma	251
1. Evolution de la formation de Cheffadène vers le Nord	251
2. Evolution des faciès du Cénomano-Turonien vers le Nord; la région d'Arentigué	253
3. Evolution des faciès de la formation de Kafra vers le Nord. La formation de Séguédine	255
4. La formation de l'Oléki	258
5. L'extrémité Nord de la falaise de Bilma : la formation de l'Emi Bao	260
D. — L'extrémité nord-est du bassin de Bilma	264
1. Le mont Férouane	264
2. La butte d'Arkeïsi	264
3. Le mont Totomaye	266
4. Résumé	269
E. — Caractères généraux des sédiments du Nord et du Nord-Est du bassin de Bilma ..	269
F. — Pétrographie des roches des régions internes et septentrionales du bassin de Bilma	270
1. Formation d'Ezerza	270
2. Formation de Cheffadène	271
3. Formation de Zoo Baba	271
4. Formation d'Arentigué	271
5. Formation de Kafra	272
6. Formation de Séguédine	272
7. Formation de Bilma	273
8. Formation de l'Emi Bao	273
9. Formation de l'Oleki	274
10. Caractères pétrographiques communs aux formations détritiques du Nord et du Nord-Est du bassin de Bilma	275
G. — Tectonique du bassin de Bilma	276
1. Structure	276
2. Les failles de la zone périphérique	276
3. La fracture de la gara Arkéna et son prolongement	278
4. Les failles de la région de Cheffadène et d'Arentigué	279
H. — Conclusion sur la lithologie et la stratigraphie du bassin de Bilma	279
La transgression marine	282
I. — Evolution structurale et morphologique du bassin de Bilma	283
J. — Le problème des altérations	285
K. — Conclusions générales sur le bassin de Bilma	287
— 3°) Le nord du bassin du Tchad — La région d'Agadem	287
A. — La région comprise entre Dibella et Agadem	288
B. — Le massif d'Agadem	288
1. Coupe A	290
2. Coupe B	291
3. Coupe C	292
4. Coupe D	292
5. Coupe E	293
6. Coupe F	293
7. Coupe G	294
Stratigraphie	295

D. — <i>La faune et l'âge de la formation d'Agadem</i>	298
E. — <i>La discordance et les altérations</i>	299
F. — <i>Le problème des niveaux ferrugineux</i>	301
G. — <i>Pétrographie</i>	301
1. <i>Formation d'Agadem</i>	301
2. <i>Formation de Galhama et zone d'altération</i>	302
3. <i>Formation d'Homodji</i>	302
4. <i>Les oolïthes ferrugineuses</i>	303
H. — <i>Tectonique</i>	305
1. <i>Les failles d'Agadem</i>	305
2. <i>La structure générale</i>	305
I. — <i>Comparaison du Crétacé des bassins de Bilma et du Tchad</i>	306
J. — <i>Résumé : Histoire géologique de la région d'Agadem</i>	307
Chapitre V. — <i>Le massif de Termit et la région de Gossolorom</i>	309
A. — <i>Coupes dans le Sud du massif de Termit</i>	309
1. <i>Coupe B</i>	310
2. <i>Coupe C</i>	312
3. <i>Coupe D</i>	314
4. <i>Coupe E</i>	315
5. <i>Coupe F</i>	316
6. <i>Coupe G</i>	318
7. <i>Coupe H</i>	318
8. <i>Coupe I</i>	319
9. <i>Coupe J</i>	320
10. <i>Principaux faits mis en évidence par l'étude de la région méridionale du massif de Termit</i>	320
11. <i>Résumé chronologique de la succession des phénomènes</i>	321
12. <i>Age des formations de Termit</i>	322
B. — <i>Etude de la partie centrale du massif de Termit</i>	322
1. <i>Coupe A'</i>	324
2. <i>Coupe L</i>	326
3. <i>Coupe M</i>	327
4. <i>Coupe N</i>	330
C. — <i>Etude de la partie septentrionale du massif de Termit et de la région de Gossolorom</i>	331
1. <i>Coupe O</i>	332
2. <i>Coupe P</i>	332
3. <i>Coupe Q</i>	333
4. <i>Coupe R</i>	333
5. <i>Coupe S. Le piton de Sountellane sud</i>	334
6. <i>Coupe T. Le Crétacé de Gossolorom</i>	335
D. — <i>Pétrographie des roches sédimentaires du massif de Termit</i>	336
1. <i>Formation de Termit</i>	336
2. <i>Formation de Dolle</i>	338
E. — <i>Résumé des principaux caractères des formations du massif de Termit</i>	340
1. <i>Formation de Termit</i>	340
2. <i>Zone d'altération de la partie supérieure de la formation de Termit</i>	341
3. <i>Formation de Dolle</i>	341
F. — <i>Tectonique et histoire géologique</i>	341
G. — <i>Conclusion. Comparaison avec les régions voisines</i>	344

Chapitre VI. — Le Koutous et la région située au Nord de Zinder	345
A. — Le Koutous	346
1. Coupe du piton de Dougoulougoulou au Sud de Kiriboul-Boultoum	346
2. Coupe de la butte Némé à l'Est de Kaokiloum	347
3. Coupe de la base de la falaise à l'ouest de Kaokiloum	348
4. Sud de Tchocoda (mont Maré)	348
5. Buttes témoins des grès du Koutous sur le socle	349
6. La partie supérieure du plateau du Koutous et la formation de Boulakoura (Bella Kora)	349
7. Coupe au Sud de Boulakoura (Bella Kora)	350
B. — La région au Nord-Est de Zinder	351
1. Région de Ouamé	351
2. Témoins sédimentaires sur le cristallin du Damagaram	352
C. — Pétrographie	354
1. Grès grossier hétérogène à ciment argileux	354
2. Siltstone gréseux et argileux	355
3. Résumé	356
D. — Tectonique	356
E. — Le problème de l'âge des grès du Koutous	357
1. Les grès du Koutous sont un équivalent de ceux du Tégama	357
2. Les grès du Koutous sont un équipement latéral du Crétacé supérieur marin	358
3. Les grès du Koutous sont un équivalent du Crétacé supérieur et terminal continental	358
Conclusion sur l'âge des grès du Koutous	361
F. — Conclusion. Histoire géologique de la région des grès du Koutous	361

Deuxième partie

RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS D'ÉTUDES PARTICULIÈRES

Chapitre I. — Mode de représentation de l'étude d'une roche sédimentaire	365
A. — Phases déduites de l'étude sédimentologique	365
1. Phase fluide	368
2. Phase solide détritique	368
3. Phase solide inférieure à 4	368
4. Phase chimique	369
B. — Les courbes représentatives des phases	370
a) Comparaison de coupes homologues	370
b) Vitesse de sédimentation et représentation dans le temps	371
c) Représentation globale de l'échantillon et représentation d'une phase particulière	371
d) Représentation minéralogique, et représentation géochimique	372
C. — Interprétation globale de la signification des phases dans le cycle sédimentaire ..	372
Chapitre II. — Granulométrie des sédiments du Niger oriental	375
A. — Tableau des échantillons ayant fait l'objet d'une étude granulométrique	375
B. — Répartition des échantillons étudiés	379
Quaternaire	379
Crétacé	379

Bassin de Bilma	380
Paléozoïque	380
C. — Résultats de calculs de paramètres	381
Chapitre III. — Le problème de l'alunite — Essai d'interprétation	417
A. — Recherches géochimiques sur l'origine des constituants de l'alunite	417
1. Origine de la potasse dans l'alunite	417
2. Origine des composés de soufre	420
3. Signification des éléments en traces (vanadium)	420
B. — Résumé des hypothèses sur l'origine de l'alunite	421
1. Hypothèse du dépôt sédimentaire chimique	421
2. Hypothèse d'une transformation chimique d'un matériel préexistant	421
C. — Age des altérations	424
D. — Localisation du manteau d'altération	424
Interprétation tectonique	426
E. — Conséquences	427
F. — Applications	428
1. Prospection de l'alunite	428
2. Prospection générale	428
G. — Résumé. Conclusion	428
Chapitre IV. — Essai d'interprétation des minéraux argileux	431
A. — Nature de la fraction argileuse des roches du Niger oriental	431
B. — Rappel de généralités sur la signification des minéraux argileux	435
Généralités.	
1. Origine des minéraux argileux	437
2. Facteurs pouvant intervenir pour déterminer la nature des minéraux argileux	438
3. Données de l'océanographie	439
4. Données de la pédologie sur les milieux de genèse des minéraux argileux ..	440
5. Interprétation de l'influence du milieu chimique	440
6. Interprétation de la signification de quelques minéraux argileux	441
Résumé	449
C. — Interprétation des minéraux argileux du Niger oriental	450
1. Le matériel argileux anté-Crétacé	450
2. Crétacé inférieur Continental	452
3. Crétacé moyen	455
4. Crétacé supérieur (Sénonien)	457
5. Eocène, période d'altération	458
6. Le « Continental terminal »	458
7. Le Quaternaire	460
D. — Résumé de l'étude de la fraction argileuse	460
1. Répartition dans le temps des minéraux argileux	461
2. Répartition dans l'espace des minéraux argileux (provinces paléogéographiques)	462
Chapitre V. — Interprétation et genèse des oolites ferrugineuses	465
Introduction	465
— 1°) Signification et origine de la structure oolithique	466
A. — Formation des oolites en milieu solide les fausses oolites	466
1. Théorie des « failles nourricières »	466

2. Formation d'oolithes et pisolithes par concrétionnement dans les sols	466
3. Oolithes et cuirasses ferrugineuses	467
Résumé-Conclusion	467
B. — Formation des oolithes en milieu aqueux	468
1. Oolithes calcaires des Bahamas	468
2. Oolithes calcaires du Grand Lac Salé	469
3. Conclusion sur la signification de la structure oolithique et application de la structure oolithique et application au cas des oolithes ferrugineuses....	469
— 2°) Le cycle géochimique du fer	470
A. — Distribution du fer dans la croûte terrestre	470
Conséquences et interprétation de la distribution du fer	471
B. — Le fer dans l'eau	472
1. Problème de la solubilité du fer	472
2. Fausses solutions et complexes organiques	472
3. Importance et rôle des différents modes de solubilité du fer	472
C. — Concentration et mise en réserve	473
1. Roches cristallines basiques	473
2. Roches volcaniques	473
3. Concentrations pédogénétiques	473
4. Concentration par voie mécanique	474
5. Concentration dans l'élément liquide	474
Résumé	474
D. — Transport	475
1. Transport du fer à l'état détritique	475
2. Transport du fer en solution vraie	475
3. Transport du fer adsorbé sur les argiles ou inclus dans le réseau	475
4. Transport du fer sous forme de complexes organiques	476
Résumé	476
E. — Séparation et précipitation du fer	476
Conclusion	477
F. — Formation des oolithes ferrugineuses	477
Conclusion	478
G. — Oolithes ferrugineuses en milieu continental	478
Conclusion	479
H. — Evolution des oolithes ferrugineuses après leur formation	480
1. Transport par les courants	480
2. Bioturbation	480
3. Halmyrolyse	480
4. Diagenèse	481
5. Epigenèse	481
6. Altération	481
I. — Résumé	482
— 3°) Place du fer dans les séquences sédimentaires	482
A. — Association lithologique	482
B. — Répartition dans l'espace et dans le temps	483
C. — Exemples de successions lithologiques de divers gisements	486
1. Agbaja (Nigéria)	486
2. Assouan (Egypte)	486

3. Wadi-Halfa (Soudan)	487
4. Paloic et Wabuit (Soudan)	488
5. Tamou (Niger occidental)	488
6. Termit (Niger oriental)	488
7. Agadem (Niger extrême-oriental)	488
8. Aïn Babouch (Algérie)	490
9. Djebel Ank (Tunisie)	490
10. Mali oriental	490
11. Niger central	491
D. — Caractères généraux de ces gisements	491
1. Immense extension	491
2. Période favorable relativement courte	493
3. Les deux grands types de gisements	493
4. Période d'altération préalable	494
5. Niveau détritique inférieur et phase à migration lente	494
6. Faible extension vers les bassins « côtiers » externes	495
E. — Conclusion	495
Conclusion générale	496
Chapitre VI. — Résultats des analyses chimiques	497
A. — Roches à kaolinite et alunite du massif de Termit	498
B. — Bauxites et kaolins d'Agadem	510
C. — Roches carbonatées	512
D. — Oolithes ferrugineuses et niveaux ferrugineux du massif de Termit	516
E. — Grès argileux et roches diverses	524
F. — Phase soluble dans l'eau des roches de Dambouda	532
G. — Dépôts salins	538
H. — Vanadium et uranium dans les roches (éléments en traces)	540
I. — Uranium et cuivre dans les eaux souterraines	542
BIBLIOGRAPHIE	549
LEXIQUE DES FORMATIONS	585
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES	589
TABLE DES FIGURES	615
TABLE DES PLANCHES	621
Carte géologique de reconnaissance du Niger oriental (2 feuilles, N et S)	en pochette

DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté

« Problèmes hydrogéologiques au Niger Oriental »

VU ET APPROUVÉ :

Paris, le 5 novembre 1962.

Le Doyen de la Faculté des Sciences :

MARC ZAMANSKY

VU ET PERMIS D'IMPRIMER,

Le Recteur de l'Académie de Paris :

JEAN ROCHE.

